

RÉSUMÉ

Érosion des sols au Cap Vert : étude des processus et quantification à l'échelle de trois bassins versants de l'île de Santiago

L'archipel du Cap Vert constitué de 10 îles volcaniques appartient à la zone sahélienne qui s'étend de l'atlantique jusqu'à la mer rouge. Depuis, plusieurs décennies le Cap Vert est affecté par la désertification causée en grande partie par la récession climatique et l'érosion des sols. Ces facteurs, associés à la forte pression anthropique sur les ressources, à l'orographie accidentée et à des pluies tropicales parfois diluviennes, provoquent de sérieuses pertes du patrimoine foncier.

Cependant, depuis son Indépendance en 1975, le Gouvernement a mené un vaste programme d'arborisation, de restauration des terres et d'aménagement des cours d'eau. Pourtant, très peu de recherches ont été menées pour évaluer les actions de protection et de conservation des sols et des eaux. Par conséquent, il n'existe quasiment pas de données sur la problématique de la dégradation des terres ni de bilans.

Dans le cadre de ce travail, nous avons étudié les différents facteurs qui contrôlent l'érosion hydrique des sols. Nous avons plus particulièrement cherché à différencier les effets des activités humaines, notamment agricoles, de ceux des facteurs climatiques comme les précipitations et la génération des écoulements. Nous avons également établi les premiers bilans d'exportations de matières en suspension et en solution dans le contexte de l'archipel du Cap Vert.

L'étude a été menée à l'échelle de trois bassins versants de l'île de Santiago Cap-Vert. Ces trois bassins versant (Longueira, Grande et Godim) sont localisés dans la partie centrale de l'île de Santiago et représentatifs des divers modes d'occupation du sol et des différents climats de l'île. Il existe un gradient climatique entre les trois bassins versants. En effet, Longueira qui présente une superficie de 4,18 km², une pente moyenne de 47 %, se localise dans une zone humide couverte à 69 % par une forêt et une surface agricole de 17 %. Grande avec une superficie de 1,87 km², se localise en zone sub humide pour une pente moyenne de 50 %, il est essentiellement agricole. Godim, avec une superficie de 2,0 km², se localise en zone semi aride, il est particulièrement agricole et sa pente moyenne est de 32 %. Pour ces trois bassins versants, les écoulements de crue à l'exutoire ont été mesurés et échantillonnés de 2004 à 2009. Le bassin versant de Longueira a fait l'objet d'un suivi plus poussé, notamment en termes de fréquence d'échantillonnage et de suivi des écoulements hors crue. Sur chaque échantillon nous avons procédé à la détermination de la concentration des matières en suspension ainsi qu'à l'analyse des éléments majeurs.

Les résultats obtenus montrent que l'érosion mécanique dans les 3 bassins versants est caractérisée par une forte variabilité spatiale et temporelle. Sur la période 2005-2009, le bilan moyen annuel pour les bassins versants de Longueira, Grande et Godim est de : 4266, 157 et 10,1 t.km².an⁻¹ respectivement. La saison humide 2006 a été la plus érosive pour l'ensemble des trois bassins versants et particulièrement dans Longueira avec 2 crues exceptionnelles qui ont généré une concentration moyenne de matières en suspension supérieure à 100 g/l. En revanche, les saisons 2005 et 2008 ont été dans l'ensemble peu érosives car les concentrations moyennes ne dépassèrent pas 20 g/l. Par ailleurs, il n'y a pas eu de laves d'eau écoulées pour les saisons 2005 et 2007 pour le bassin de Godim. Sur le bassin de Longueira, l'étude des phénomènes d'hystérésis permet de caractériser chaque crue et de montrer que l'évolution temporelle des exportations de matières en suspension au cours de la saison est fortement influencée par les activités agricoles. En effet, la première crue provoque l'exportation massive des sédiments disponibles et localisés dans le lit du cours d'eau. En conséquence, la seconde est moins exportatrice de sédiments. Un mois après les premières pluies, les activités de sarclage diminuent la densité du couvert végétal et déstructurent la partie superficielle des sols, ce qui provoque à nouveau une très forte exportation de sédiments lors de la troisième crue.

Les résultats de l'érosion chimique sur le bassin de Longueira indiquent que le taux d'érosion chimique moyen s'élève à 45 t.km².an⁻¹ avec une forte variabilité temporelle. En effet, les saisons les plus humides de 2006 et 2007 sont les plus exportatrices de matières en solution, alors que 2005 a eu une faible exportation. L'utilisation du modèle de mélanges EMMA (End-Members Mixing Analysis) montre que les écoulements hypodermique et profond, qui alimentent le cours d'eau en éléments dissous, sont les principaux facteurs de l'érosion chimique. On montre ainsi que les écoulements hors crue sont à l'origine de plus de 90% des flux d'érosion chimique. L'écoulement superficiel, qui contribue à environ 70 % du débit du cours d'eau en crue, constitue un facteur de premier plan de l'érosion mécanique des sols.

Mots clefs : Cap Vert, bassin versant, érosion, EMMA, hystérésis, quantification, bilan

ABSTRACT

Soil erosion in Cape Verde: a study of processes and quantification at the scale of three watersheds of the Santiago Island

The archipelago of Cape Verde comprises 10 volcanic islands and belongs to the Sahelian zone stretching from the Atlantic to the Red Sea. Since several decades, Cape Verde is affected by desertification caused largely by climatic recession and soil erosion. These factors, coupled with high population pressure on resources, rugged topography and torrential tropical rains, cause serious losses of lands.

However, since its independence in 1975, the Government conducted an extensive program of afforestation, soil and water conservation. Nevertheless very little research has been conducted to evaluate the actions of protection and conservation of soil and water. Therefore, there is no data on the problem of land degradation or budget.

As part of this work, we studied the various factors that control soil erosion by water. Specifically, we sought to differentiate the effects of human activities including agriculture, those climatic factors such as rainfall and runoff generation. We also established the first mass budget of suspended and dissolved load in the context of the archipelago of Cape Verde.

The study was conducted across three watersheds of the Santiago Island, Cape Verde. These three watersheds (Longueira, Grande and Godim) are located in the central part of the island and are representative of various types of land use and of the different climates of the island. There is a climatic gradient between the three watersheds. Indeed, Longueira which covers an area of 4.18 km², an average slope of 47 % is localized in a humid zone and covered to 69 % by forest and the agricultural area is 17 %. Grande with an area of 1.87 km², is localized in sub humid zone for an average slope of 50 %, it is mainly agricultural. Godim, with an area of 2.0 km², is localized in semi arid, it is particularly agriculture and its average slope is 32 %. For these three watersheds, flood flows at the outlet were measured and sampled from 2004 to 2009. Watershed Longueira has been further monitoring, particularly in terms of sampling and monitoring of flood flows out. On each sample we determined the concentration of suspended sediment and we analyzed dissolved major elements.

The results show that mechanical erosion in the three watersheds is characterized by high spatial and temporal variability. Over the period 2005-2009, the average annual budget for Longueira, Grande and Godim watersheds is: 4266, 157 and 10.1 t.km².an⁻¹ respectively. The wet season 2006 was the most erosive for all three watersheds, particularly in Longueira with 2 exceptional floods that have generated an average concentration of suspended sediment exceeding 100 g/l. In contrast, the seasons 2005 and 2008 have been generally low erosive because mean concentrations did not exceed 20 g/l. Moreover, there was no runoff for the seasons 2005 and 2007 for the watershed of Godim. In Longueira watershed, the study of hysteresis phenomena can characterize each flood and show that the temporal evolution of suspended sediment yield during the season is strongly influenced by agricultural activities. Indeed, the first flood caused the massive export of sediment available and located in the bed of the watercourse. Accordingly, the second exported less sediment. One month after the first rains, weeding activities decreased the density of vegetation cover and deconstruct the superficial soil, which again caused a very strong export of sediments during the third run off.

The results of the chemical erosion in the watershed of Longueira indicate that the budget of chemical erosion rate is 45 t.km⁻².an⁻¹ with a strong temporal variability. Indeed, the wettest seasons of 2006 and 2007 are the most export of dissolved load, whereas 2005 had a low export. The use of model mixtures EMMA (End-Members Mixing Analysis) shows that the interflow and deep, feeding the streams in dissolved elements are the main factors of chemical erosion. It is shown that the flows out are believed to cause more 90% of chemical erosion fluxes. The surface flow, which contributes about 70% of the flow of rivers in flood, is a factor most important factor of mechanical soil erosion.

Key words: *Cape Verde, catchment, erosion, EMMA, hysteresis, budget, sediment yield*

RESUMO

Erosão dos solos em Cabo Verde: estudo dos processos e quantificação à escala de três bacias hidrográficas

O arquipélago de Cabo Verde é constituído por 10 ilhas vulcânicas pertence à zona do Sahel que se estende do Atlântico ao Mar Vermelho. Desde então, várias décadas, Cabo Verde é afectado pela desertificação causada principalmente pela recessão climática e a erosão do solo. Esses fatores, aliados à alta pressão humana sobre os recursos, a topografia acidentada e chuvas tropicais por vezes torrenciais, causam sérios danos aos solos.

No entanto, desde sua independência em 1975, o Governo realizou um amplo programa de arborização, recuperação de áreas degradadas e a correcção dos leitos das ribeiras. No entanto, a investigação, muito pouco foi realizada para avaliar as acções de protecção e conservação do solo e da água. Portanto, não há dados sobre o problema da degradação das terras nem balanços.

Como parte deste trabalho, foram estudados vários factores que controlam a erosão do solo pela água. Especificamente, buscou-se diferenciar os efeitos das actividades humanas, incluindo a agricultura, os factores climáticos, como chuva e geração de escoamento. Também estabeleceu os primeiros balanços das exportações de matérias em suspensão e em solução no contexto do arquipélago de Cabo Verde.

O estudo foi realizado em três bacias hidrográficas da ilha de Santiago, Cabo Verde. Estas três bacias hidrográficas (Longueira, Grande e Godim) estão localizadas na parte central da ilha de Santiago e representam os diversos tipos de uso da terra e as diferentes zonas bioclimáticas da ilha. Existe um gradiente climático entre as três bacias hidrográficas. Na verdade, Longueira que abrange uma área de 4,18 km², tem um declive médio de 47 %, uma zona florestada de 69% e uma área agrícola de 17 %. Grande com uma área de 1,87 km², é localizada numa zona sub húmida com um declive médio de 50%, é essencialmente agrícola. Godim, com uma área de 2,0 km², é localizado numa zona semi-árida com um declive médio de 32%, é particularmente uma zona agrícola. Para estes três bacias hidrográficas, as cheias foram medidas e amostradas de 2004 a 2009. A bacia de Longueira teve um maior acompanhamento, nomeadamente em termos de amostragem e monitoramento dos escoamentos. Em cada amostra foram feitas a determinação da concentração de matérias em suspensão e a análise dos principais elementos químicos.

Os resultados mostram que a erosão mecânica nas três bacias hidrográficas é caracterizada por uma forte variabilidade espacial e temporal. Durante o período de 2005-2009, o balanço anual média para as bacias hidrográficas de Longueira, Grande e Godim é: 4266, 157 e 10,1 t.km².an⁻¹, respectivamente. A estação das chuvas de 2006 foi a mais erosiva para as três bacias, particularmente em Longueira, com 2 cheias excepcionais, que têm gerado uma concentração média de sólidos em suspensão superior a 100 g / l. Porém, as estações do ano de 2005 e 2008 foram de uma forma geral menos erosivas porque as concentrações médias não inferiores a 20 g / l. Além disso, não houve cheias para as temporadas 2005 e 2007 para a bacia do Godim. Na bacia de Longueira, o estudo dos fenómenos de histerese na caracterização das cheias mostrou que a evolução temporal das exportações de sólidos em suspensão durante a temporada é fortemente influenciada pelas atividades agrícolas. Na verdade, a primeira cheia causou uma exportação maciça de sedimento disponível e localizado no leito da ribeira. Assim, a segunda cheia exportou menos sedimentos. Um mês após as primeiras chuvas, a prática da monda que reduz a densidade da cobertura vegetal e destrutura a camada superficial do solo, gerou uma grande quantidade de sedimento que novamente permitiu uma exportação muito forte de sedimentos durante a terceira forte cheia.

Os resultados da erosão química na bacia de Longueira indicam que a taxa de erosão é de 45 t.km².an⁻¹ com uma forte variabilidade temporal. Na verdade, as temporadas de 2006 e 2007 são as mais erosivas, enquanto 2005 teve uma exportação de matérias dissolvidas baixa. A utilização do modelo EMMA (End-Members Mixing Analysis) mostra que os escoamentos hipodermico e profundo, alimentando os fluxos de elementos dissolvidos são os principais factores da erosão química. É mostrado que esses fluxos causam mais de 90% dos fluxos de erosão química. O escoamento superficial, que contribui com cerca de 70% na formação das cheias, é o maior factor da erosão mecânica do solo.

Palavras chaves : Cabo Verde, bacia, erosão, EMMA, hysteresis, quantificação, balanço

REMERCIEMENTS – AVANT PROPOS

Après six longues années de traversée du désert, à la quête du savoir dans le paysage montagneux et contrasté du bassin versant de Ribeira Seca, assistant à des centaines de crues aux couleurs multiples qui ont fauilées devant moi avec un parfum dès fois asphyxiant qui témoigne de l'ampleur de leur charge. Mais, qui offrent un spectacle inoubliable, même si dès fois j'avais la trouille. Une fois, le désert traversé, me voilà prêt à traverser l'océan atlantique pour atterrir en France dans la région bourguignonne et plus précisément le temple du savoir, Université de Dijon.

Eh bien, me voilà à quelques centimètres du chemin de l'oasis. En effet, ces six années de pèlerinage si enrichissantes ne m'ont pas certes permis d'atteindre l'oasis du savoir, mais m'ont donné les clefs pour retrouver le chemin qui y mène.

Merci est un mot plein de symbolismes et garni de significations, beau comme le soleil levant sur une île verdoyante, mais peu pour le dire à Philippe AMIOTTE-SUCHET, qui m'a énormément appris à traverser le désert. Philippe, je ne peux pas te remercier de tout ce que tu as fait pour moi dans le cadre de cette thèse. Pour les belles aventures au Cap Vert :

- 1) Qui ont d'abord commencé par les différentes rencontres que nous avons eues avec les partenaires capverdiens impliqués dans la gestion des ressources naturelles. D'abord à la Direction Générale de l'Environnement (DGA) avec Mme Maria Luisa LOBO (Merci Engenheira Milu), à la Direction Générale de l'Agriculture, Sylviculture et Elevage (DGASP) avec M. Omar BARRY (l'homme incontournable dans la gestion des bassins versants capverdiens, Merci M. BARRY) puis avec M. João LIMA (Merci João), ensuite à l'INIDA avec M. Antonio QUERIDO (Merci, Doyen) et enfin à l'Université Jean Piaget avec mon cher Professeur de chimie, M. Jorge BRITO (Merci Docteur Jorge).
- 2) Ensuite, sous les pluies de la saison 2005 qui ne voulaient pas s'arrêter, dans les vallées creuses des bassins versants de Longueira, Ribeira Grande et Godim.

Merci également à toute la famille Amiotte-Suchet, des bons repas partagés chaleureusement ensemble.

Merci à mon ami et Professeur Jorge Brito, qui n'a pas hésité une seconde à m'apporter tout son soutien dans le cadre de cette thèse, de ses conseils et critiques qui m'ont énormément servis.

Merci à Mrs Brito, Ludwig, Ferreira et Curmi d'avoir gentiment accepté de faire partie des membres du jury et d'évaluer ce modeste travail malgré leurs obligations professionnelles.

Merci à l'ensemble des membres du Laboratoire UMR BIOGEOSCIENCES et CNRS de Bourgogne. Merci pour votre accueil et sympathie.

Merci au Professeur Jacques Lang, le patriarche des étudiants africains dijonnais qui a joué un rôle déterminant pour que l'Accord Cap Vert (INIDA)- France (Université de Bourgogne) soit une réalité palpable. Dont, les fruits commencent à être récoltés comme à l'image de cette thèse. Merci également à son épouse, Mme LANG de leur amitié sans réserves.

Merci aux respectifs chefs du Service Culturel et d'Action Culturelle (SCAC), M. Nievraldowski, M. Page, Mme Marie Thérèse Tavares, d'avoir crus et soutenus financièrement cette thèse, sans oublier bien sûr M. Bruner.

Merci à mon ami Antonio Querido (Doyen), d'avoir toujours cru à ce projet, de ses conseils et attentions à l'égard de cette thèse.

Merci à l'actuel Président de l'INIDA, M. Isildo Gomes, à la Directrice de la Recherche, Mme Isaurinda Baptista, au Chef du Département des Sciences de l'Environnement, M. Samuel Gomes, au Directeur de l'Administration, M. Miranda, au Directeur de la Communication, M. Silva, à tous mes collègues de l'INIDA sans oublier mon cher ami Adriano Furtado.

Merci au staff de LASAP de l'INIDA, Mme Manuela Santos, Mme Balbina Veiga, Mme Rita Vaz, Mme Mena et Mme Lena de m'avoir gentiment apporté leur soutien lors de mes manups et de tout l'enseignement acquis auprès d'elles avec les équipements du labo dont j'ai failli tout brisé.

Merci à tous les collaborateurs de l'INIDA sans exceptions.

Merci du fond du cœur à mes collaborateurs de terrain, qui m'ont énormément aidé dans les campagnes d'échantillonnage : M. José (Zé Preto) collaborateur de l'INIDA, M. Armando Oliveira, Mme Maria et son mari Manuel, qui nous a malheureusement quittés à la quatrième année de cette thèse.

Merci à M. Jorge Batalha et tout le staff de l'Institut National de Météorologie et Géophysique (INMG) de Praia, d'avoir toujours répondu positivement à mes sollicitations et à toutes les données climatiques mises à ma disposition.

Merci à mon oncle Fernando Lopes de Almeida (Jeune homme) qui malgré son absence physique parmi nous, a laissé une trace ineffaçable dans ma vie ; à ma chère tante Tia Nininha pour sa tendresse, sa sagesse et ses conseils, à ma cousine Lourdes de Almeida, que je réserve une place spéciale au fond de mon cœur de tout ce qu'elle a fait pour moi depuis le premier jour que j'ai foulé le sol capverdien jusqu'à présent (muito obrigado Lú). A mes cousins et amis Djé Djé, Befe (Chief) pour son appui inconditionnel et Funa.

Merci à mon épouse Fatima et à mes enfants de leur soutien dans les moments âpres de cette thèse et aussi d'avoir courageusement supportés mes absents, lors de mes navettes Praia-Dijon tout au long de cette thèse. Je vous demande pardon de vous avoir fait quitter la Capitale Praia, pour vous amener avec moi vivre en milieu rural durant les cinq premières années de ma thèse, pour pouvoir correctement suivre et échantillonner mes crues. Pardon Fatima d'avoir fait des centaines de kilomètres : São Jorge-Praia-São Jorge, tous les jours, durant toutes ces années pour te rendre à ton travail sur une route en reconstruction garnie de difficultés.

Merci très sincèrement à ceux et à celles que je n'ai pas cités, car beaucoup de personnes m'ont apporté leur soutien dans le cadre de ce modeste travail.

1	LA PROBLÉMATIQUE DE L'ÉROSION DES SOLS DANS LES ÎLES DU CAP VERT	17
1.1	L'ÉROSION DES SOLS	17
1.1.1	Analyse de l'évolution des débits solides en fonction des débits liquides lors des crues.....	19
1.1.2	Les principaux agents de l'érosion hydrique.....	22
1.1.3	Les formes d'érosion.....	27
1.1.4	Quantification de l'érosion.....	29
1.1.5	Le transport solide.....	32
1.1.6	Quelques données chiffrées sur le transport solide au Cap Vert	33
1.2	APERÇU GÉNÉRAL SUR LE CAP VERT	39
1.2.1	Introduction.....	39
1.2.2	Aperçu historique	40
1.2.3	Relief et climat.....	41
1.2.4	Population	44
1.2.5	Situation macro-économique	45
1.2.6	Analyse des ressources naturelles	47
1.3	APERÇU GÉOLOGIQUE, GÉOMORPHOLOGIQUE, CLIMATIQUE, HYDROLOGIQUE ET PÉDOLOGIQUE DE L'ÎLE DE SANTIAGO	51
1.3.1	Géologie	51
1.3.2	Géomorphologie.....	54
1.3.3	Climat	55
1.3.4	Ressources en eau	59
1.3.5	Pédologie.....	61
1.4	LA DÉSERTIFICATION ET LA DÉGRADATION DES TERRES	65
1.4.1	La désertification.....	65
2	PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE ET DES MÉTHODES UTILISÉES.....	73
2.1	LES BASSINS VERSANTS	73
2.1.1	Introduction.....	73
2.1.2	Localisation et caractéristiques géomorphologiques.....	74
2.1.3	Caractéristiques topographiques	77
2.1.4	Caractéristiques hydrologiques.....	80
2.1.5	Géologie et pédologie des trois bassins versants.....	85
2.1.6	L'occupation des terres	89
2.2	LES PRÉCIPITATIONS	95
2.2.1	Introduction.....	95
2.2.2	Le gradient climatique.....	95
2.3	APPROCHE QUALITATIVE ET NATURALISTE DES DIFFÉRENTS PROCESSUS DE DÉGRADATION DES TERRES. 103	
2.4	PROTOCOLES D'ÉCHANTILLONNAGE ET MÉTHODES D'ANALYSE.....	113
2.4.1	Introduction.....	113
2.4.2	Échantillonnage.....	113
2.4.3	Détermination du débit.....	116
2.4.4	Méthodes analytiques.....	118
2.4.5	Mesure de la charge de fond (bed load).....	119
3	BILAN ET MODELISATION DU TRANSPORT SOLIDE DANS LES TROIS BASSINS VERSANTS DE RIBEIRA SECA 121	
3.1	VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DE LA CONCENTRATION DES MATIERES EN SUSPENSION.....	121
3.1.1	Bassin versant de Longueira.....	121
3.1.2	Bassin versant de Grande.....	122
3.1.3	Bassin versant de Godim	124
3.1.4	Mise en évidence du phénomène d'hystérésis dans le sous bassin versant de Longueira durant la saison 2006.....	130
3.1.5	Analyse	132
3.2	BILAN DES EXPORTATIONS DES MATIERES EN SUSPENSION	148

3.2.1	<i>Calcul des flux de matières en suspension</i>	148
3.2.2	<i>Analyse des relations flux de matières – débit</i>	149
3.2.3	<i>Bilan des exportations de matières en suspension dans les trois bassins versants</i>	154
4	ÉTUDE ET QUANTIFICATION DU RUISSELLEMENT SUPERFICIEL PAR DÉCOUPAGE DES HYDROGRAMMES DE CRUE SUR LE BASSIN VERSANT DE LONGUEIRA	163
4.1	INTRODUCTION	163
4.2	COMPOSITION CHIMIQUE DES EAUX À L'EXUTOIRE DU BASSIN VERSANT DE LONGUEIRA	163
4.2.1	<i>Composition chimique moyenne des eaux du bassin</i>	164
4.2.2	<i>Variation temporelle de la composition chimique des eaux de crue</i>	167
4.3	ORIGINE DES ELEMENTS MAJEURS DANS LES EAUX DU BASSIN VERSANT DE LONGUEIRA	169
4.4	FLUX HYDROCHIMIQUES À L'EXUTOIRE DU BASSIN VERSANT	171
4.4.1	<i>Exportation de matières en solution</i>	171
4.4.2	<i>Correction des apports atmosphériques</i>	172
4.5	BILAN D'ÉROSION	174
4.6	DECOMPOSITION GEOCHIMIQUE DES HYDROGRAMMES DE CRUE	177
4.6.1	<i>Le principe</i>	178
4.6.2	<i>Application pour le bassin versant de Longueira</i>	181
4.6.3	<i>Les résultats obtenus</i>	183
4.6.4	<i>Discussion</i>	187
5	CONCLUSIONS GÉNÉRALES	191
5.1	CONTEXTE CLIMATIQUE	191
5.2	LES BASSINS VERSANTS	192
5.2.1	<i>ÉCHANTILLONNAGE</i>	193
5.3	PROCESSUS D'ÉROSION ET BILAN	194
5.3.1	<i>ÉROSION MÉCANIQUE</i>	194
5.3.2	<i>ÉROSION CHIMIQUE</i>	199
5.3.3	<i>DÉCOMPOSITION DES HYDROGRAMMES DE CRUE</i>	200
5.4	APPORTS DES RÉSULTATS DE CETTE ÉTUDE	201
5.5	PERSPECTIVES	202

Liste des figures

Figure 1 : Comportement d'une goutte d'eau de plus de 6 mm de diamètre (0,24 inch) sur un sol nu à une vitesse de 32 km/h (20 mph). La force de l'eau (impact) projette les particules de sol et l'eau dans toutes les directions sur une distance de plus de 1 m (3,3 feet).....	24
Figure 2 : Localisation géographique de l'Archipel du Cap Vert (SEPA, 1999)	39
Figure 3 : Distribution de la population par rapport aux 9 îles habitées.....	45
Figure 4 : Les différentes formes de propriétés des terres existantes au Cap Vert	49
Figure 5 : Variation de la température moyenne maximum (C°), Station de Praia.....	55
Figure 6 : Variation des précipitations annuelles de 1961 à 2005_ Poste de São Francisco en zone littorale	58
Figure 7 : Variation des précipitations annuelles de 1961 à 2005_ Poste de Curralinho à 800 m d'altitude.....	58
Figure 8 : Différentes mesures de conservation des sols et des eaux dans l'île de Santiago.....	71
Figure 9 : Localisation géographique des sous bassins versants étudiés dans le grand bassin de Ribeira Seca. ...	75
Figure 10 : Réseaux hydrographiques de Longueira, Grande et Godim.	81
Figure 11. Cultures irriguées en bas de pente sur un versant aménagé avec des terrasses irriguées à partir d'un réservoir par gravité. Tout en bas, le « Farnalha » de production du Rhum local (Grogue)_Longueira	86
Figure 12 : Cultures irriguées accrochées le long d'un versant aménagé avec des murets en pierre sèche de basalte à coté se trouve une parcelle de culture pluviale (maïs et haricot) avec quelques arbres _Longueira	87
Figure 13 : Paysage du bassin versant de Longueira, versant Nord surplombé par le massif de Pico de Antonia (1394 m) en partie coiffé par une bande nuageuse du Nord Est chargé d'humidité (vents d'alisés).....	91
Figure 14 : Paysage du sous bassin versant de Ribeira Grande, versant Sud de culture pluviale aménagé par des banquettes en pierre sèche combinés avec des arbres d'acacia.	92
Figure 15 : Paysage du bassin versant de Godim, avec des poches vertes de <i>Dichrostachis cinerea</i> à coté des versants tressés jusqu'au sommet par des sillons parallèles destinés à la culture d'arachide.	93
Figure 16 : Variation des précipitations totales annuelles de 1941 à 2009, São Jorge	97
Figure 17 : Moyennes mensuelles des précipitations de 1941-2009, Station de São Jorge (zone humide).....	97
Figure 18 : Variation des précipitations totales annuelles de 1982 à 2009, Vale de Mesa (zone sub humide).....	98
Figure 19 : Moyennes mensuelles des précipitations de 1982-2009_ Station Vale de Mesa (zone sub-humide) .	99
Figure 20 : Variation des précipitations totales annuelles de 1971 à 2009 (les années 1976, 1977 et 1980 sont manquantes), Alto Figuerinha.....	100
Figure 21 : Moyennes mensuelles des précipitations de 1971-2009, Alto Figuerinha (zone semi-aride).....	100
Figure 22 : Érosion laminaire (érosion en nappe ou diffus) sur un versant rectiligne cultivé, après l'averse du 28/8/09 de 53,5 mm, mais il n'y a pas eu de crue. Cette averse a été précédée par 15 autres.....	104
Figure 23 : Erosion en griffe (Rill erosion) sur un versant convexe sans aucune forme d'aménagement anti-érosif avec une culture d'arachide_ Godim.....	105
Figure 24 : Érosion en rigoles (Large rill) sur un versant concave et un autre rectiligne avec une culture de maïs associée à l'haricot _ Godim	105
Figure 25 : Ravins (Gully erosion) sur des versants avec maïs et haricot_ Grande (Gauche) et maïs, haricot plus arachide_ Godim (droite).....	106
Figure 26 : Croute de battance (Crusting soil) au top d'un versant avec maïs et haricot_ Godim.....	106
Figure 27 : Sapement de berge (gauche) et Érosion au niveau du lit de la rivière ou oued (droite) avec dépôt de matériels grossiers lors des crues de la saison humide 2006_ Longueira	107
Figure 28 : Crue (Run off) transportant les produits érodés notamment argile, limons, sable, graviers, cailloux, pierre et blocs de roche lors de la crue de la saison 2007 _Longueira	107
Figure 29 : Coulée de boue après une pluie de courte durée _Longueira.....	108
Figure 30 : Accumulation de charge solide tout juste derrière l'exutoire du bassin de Longueira (erosion off - site) après le passage des crues de 2006_ Longueira	108
Figure 31 : Versant nettoyé, les arbres taillés et la terre coiffée de trous prêts à recevoir les grains de maïs et d'haricot_ Godim	109
Figure 32 : Versant de culture quasiment dénudé à 100 % du fait de l'agriculture pluviale_ Grande	109
Figure 33 : Exutoire du bassin de Longueira lors d'une décrue de la saison 2005.....	114
Figure 34 : Courbe de tarage de la station de São Jorge (bassin versant de Longueira).....	117
Figure 35 : Configuration d'une digue en forme trapézoïdale	117
Figure 36 : Fossé de piège à sédiment.....	119
Figure 37 : Envasement d'un piège à sédiment par la charge des eaux d'écoulement profond.....	119

Figure 38 : Illustration de deux boulettes de matières en suspension (15/9/2005) _ Cliché : Amiotte-Suchet (2005).	127
Figure 39 : Corrélation de la concentration des matières en suspension et du débit pour la saison 2005-2009.	129
Figure 40 : Modèle de boucle C-Q (Adapté de Benkhaled et Remini, 2003)	131
Figure 41 : Dynamique du transport des matières en suspension sur la rivière de Longueira en fonction du débit instantané durant les saisons 2006 et 2009 : évolution temporelle des concentrations de matières en suspension (g/l) et du débit (m^3/s) ; mise en évidence des phénomènes d'hystérésis dans la relation $C=f(Q)$.	135
Figure 42 : Modélisation des flux de matières en suspension en fonction du débit instantané pour la saison de 2006 dans le bassin versant de Longueira	150
Figure 43 : Relation entre les flux de matières en suspension (kg/s) et les débits liquides (m^3/s) instantanés dans le bassin versant de Grande pour les saisons 2005-2009.	153
Figure 44 : Relation entre les flux de matières en suspension (kg/s) et les débits liquides (m^3/s) instantanés dans le bassin versant de Godim pour les saisons 2005-2009.	154
Figure 45 : Relation entre l'exportation de matières en suspension et la lame d'eau écoulée pour les 3 bassins versants durant les saisons humides 2005-2009.	159
Figure 46 : Relation entre le flux de matières en suspension et la lame d'eau écoulée pour les 3 bassins versants durant les saisons humides 2005-2009	160
Figure 47 : Variation de la concentration des éléments majeurs et du débit au cours du temps pour la saison 2006	167
Figure 48 : Variation de la composition en cations majeurs et du TDS ($meq.l^{-1}$) en fonction du débit ($m^3.s^{-1}$) pour la saison humide 2006.	168
Figure 49 : Variation de la composition en anions majeurs ($meq.l^{-1}$) en fonction du débit ($m^3.s^{-1}$) pour la saison humide 2006	168
Figure 50 : Variations de la somme des cations ($meq.l^{-1}$) en fonction du rapport $Na/(Na+Mg)$ pour les eaux de pluie et les eaux du cours d'eau du bassin versant de Longueira échantillonnées de 2005 à 2007 et les eaux de nappe échantillonnées en 2006.	170
Figure 51 : Variations de la somme des cations ($meq.l^{-1}$) en fonction du rapport $Cl/(Cl+Mg)$ pour les eaux de pluie et les eaux du cours d'eau du bassin versant de Longueira échantillonnées de 2005 à 2007 et les eaux de nappe échantillonnées en 2006.	171
Figure 52 : Hydrogramme de crue et diagramme EMMA de la série de traceurs (somme des cations et Mg/Na)	185
Figure 53 : Hydrogramme de crue et diagramme EMMA de la série de traceurs (silice et $Cl/Cl+Mg$)	185
Figure 54 : Hydrogramme de crue et diagramme EMMA de la série de traceurs (somme des cations et $Cl/Cl+Mg$)	186
Figure 55 : Apport des différents réservoirs (%) au débit du cours d'eau à l'exutoire du bassin de Longueira déterminés selon les traceurs de la série 2 dans l'approche EMMA et pour les cinq crues de la saison 2006 (1 : crue du 1/8 ; 2 : crue du 15/8 ; 3 : crue du 3/9 ; 4 : crue du 13/9 ; 5 : crue du 14/9)	189
Figure 56 : Relation entre l'exportation de matières en suspension et l'écoulement superficiel dans le bassin versant de Longueira pour les cinq crues de la saison humide 2006	190

Liste des tableaux

Tableau 1 : Effet de deux pluies successives au Lac Alaotra (Madagascar)	26
Tableau 2. Différents modèles adoptés dans plusieurs régions sensibles à l'érosion hydrique des sols et à la désertification	30
Tableau 3. Valeurs de α pour différentes perméabilités	32
Tableau 4. Récapitulation des résultats obtenus sur différentes formes de traitement du sol des parcelles par La Costa (1993).....	36
Tableau 5. Pertes de sol sur 5 parcelles traitées différemment au Cap Vert.....	36
Tableau 6. Comparaison des valeurs de pertes de sol au Cap Vert et d'autres régions à l'échelle de parcelle	37
Tableau 7. Comparaison des valeurs de pertes de sol au Cap Vert et dans d'autres régions à l'échelle de parcelle	37
Tableau 8. Classification du degré de dégradation des sols par l'érosion hydrique.....	38
Tableau 9 : Valeurs de certains paramètres climatiques de quatre îles du Cap Vert.....	43
Tableau 10 : Variation de l'IDH en fonction des États et groupe d'États	45
Tableau 11 : Contribution des secteurs d'activité dans l'absorption de la main d'œuvre et à la formation du PIB	47
Tableau 12 : Potentialités d'occupation du sol dans les îles du Cap Vert.....	48
Tableau 13 : Valeurs d'ETP (mm) obtenues au niveau de 8 stations.....	57
Tableau 14: ETP Penman à Santiago (mm/j) période des pluies 1981-1992.....	57
Tableau 15 : Quantification des différentes sources d'eau	59
Tableau 16: Estimation des ressources en eau par divers organismes (Millions m^3 /an)	59
Tableau 17: Ressources hydriques et bilan hydrologique de l'île de Santiago	60
Tableau 18: Production et caractéristiques des différentes unités de désalinisation au Cap Vert en 1998.....	61
Tableau 19: Bilan des ressources et des nécessités de l'Archipel ($10^6 m^3$ /an) estimées en 2005.....	61
Tableau 20: Classification des sols de Santiago (Classification française)	62
Tableau 21 : Caractéristiques géomorphologiques des 3 sous bassins versants	77
Tableau 22 : Caractéristiques topographiques des 3 sous bassins versants	79
Tableau 23 : Longueur cumulée de l'ensemble des talwegs des 3 bassins versants.....	82
Tableau 24 : Caractéristiques hydrologiques des trois bassins	84
Tableau 25 : Corrélations entre la classification des sols FAO/UNESCO, SOIL SURVEY STAFF et les sols décrits par Faria	88
Tableau 26 : Distribution de la végétation dans les trois sous bassins	90
Tableau 27 : Répartition du nombre de pluies selon les 3 mois humides des saisons 2004 à 2009.....	97
Tableau 28 : Répartition du nombre de pluies selon les 3 mois humides des saisons 2005 à 2009_Station de Vale de Mesa.....	99
Tableau 29 : Répartition du nombre de pluies selon les 3 mois humides des saisons 2005 à 2009_Station de Alto Figuerinha	101
Tableau 30 : Erosivité des 3 mois les plus pluvieux de l'année (août, septembre et octobre), dans les 3 bassins versants, selon l'indice de Fournier modifié (DESIRE, 2008).....	102
Tableau 31 : Classification de l'intensité de l'érosivité (DESIRE, 2008)	102
Tableau 32 : Classification des symptômes d'érosion (Herweg, 1996).	110
Tableau 33 : Récapitulation du processus d'échantillonnage des 3 bassins versants.....	115
Tableau 34 : Récapitulation des crues et échantillons d'eau de crues prélevés dans les 3 bassins versants durant ce travail.....	116
Tableau 35: Statistiques des concentrations des matières en suspension (g/l) pour chaque crue du bassin versant de Longueira.....	122
Tableau 36 : Moyennes mensuelles des concentrations des matières en suspension (g/l) dans le bassin versant de Longueira de 2005 à 2009.....	122
Tableau 37 : Statistiques des concentrations des matières en suspension (g/l) pour chaque crue du bassin versant de Grande.....	123
Tableau 38 : Moyennes mensuelles des concentrations des matières en suspension (g/l) dans le bassin versant de Grande.....	123
Tableau 39 : Statistiques des concentrations des matières en suspension (g/l) pour chaque crue du bassin versant de Godim	124

Tableau 40 : Moyennes mensuelles des concentrations des matières en suspension (g/l) dans le bassin versant de Godim.....	125
Tableau 41 : Concentrations moyennes, minimum et maximum de matières en suspension (g/l) lors des épisodes de crue dans les trois 3 bassins versants.....	126
Tableau 42 : Concentrations moyennes mensuelles des matières en suspension dans les 3 bassins versants (g/l).....	126
Tableau 43 : Quelques valeurs de concentration de matières en suspension (g/l) dans différentes régions affectées par l'érosion hydrique.....	128
Tableau 44 : Types de boucles d'hystérésis (d'après Williams, 1989).	132
Tableau 45 : Chronologie des crues sélectionnées pour l'analyse des processus d'hystérésis.	133
Tableau 46 : Paramètres statistiques des crues sélectionnées	134
Tableau 47 : Paramétrisation des relations C-Q en montée de crue et en décrue.....	144
Tableau 48 : Rapport des concentrations de matières en suspension maximum (Cmax) et minimum (Cmin) en montée de crue et en décrue selon l'approche de Benkhaled et Remini (2004).	144
Tableau 49 : Classement des crues basés sur le rapport C/Q (critères de Williams, 1989) et sur le rapport Cmax/Cmin (approche de Benkhaled et Remini 2003) en montée de crue et en décrue.	145
Tableau 50 : Relations flux de MES (Ts en kg/s) – débits (Q en m ³ /s) pour la saison humide 2006 dans le bassin versant de Longueira. R ² : coefficient de détermination, p probabilité pour que les paramètres du modèle soient nuls.	152
Tableau 51 : Bilan des exportations mensuelles de matières en suspension (t) et annuelles (t.km ⁻² .an ⁻¹) à l'exutoire du bassin versant de Longueira.....	155
Tableau 52 : Bilan des exportations mensuelles de matières en suspension (t) et annuelles (t.km ⁻² .an ⁻¹) à l'exutoire du bassin versant de Grande.....	156
Tableau 53 : Bilan des exportations mensuelles de matières en suspension (t) et annuelles (t.km ⁻² .an ⁻¹) à l'exutoire du bassin versant de Godim.....	156
Tableau 54 : Bilan des exportations de matières en suspension (Tss en t.km ⁻² .an ⁻¹), lame d'eau écoulée en crue (Q mm. an ⁻¹) et lame d'eau annuelle précipitée (Pen mm. an ⁻¹) pour les 3 bassins versants durant les saisons humides 2005 à 2009.....	157
Tableau 55 : Comparaison des valeurs de transport de matières en suspension dans plusieurs régions et des bassins versants arides et semi arides du Maghreb.....	162
Tableau 56 : Données statistiques de l'analyse chimique des eaux de pluies (meq.l ⁻¹).....	164
Tableau 57 : Données statistiques de l'analyse chimique des eaux de crues (meq.l ⁻¹).....	165
Tableau 58 : Données statistiques de l'analyse chimique des eaux hors crues ou étiage (meq.l ⁻¹)	166
Tableau 59 : Données statistiques de l'analyse chimique des eaux de nappe (meq.l ⁻¹).....	167
Tableau 60 : Comparaison de la concentration moyenne saisonnière des eaux des 4 pôles (meq.l ⁻¹ et mmol.l ⁻¹ pour la silice).....	167
Tableau 61 : Composition chimique des eaux de pluie et océanique (meq.l ⁻¹).....	169
Tableau 62 : Flux hydrochimiques exportés à l'exutoire du bassin versant de Longueira (t.km ⁻² .an ⁻¹).....	172
Tableau 63 : Comparaison entre la composition chimique des eaux de pluie de Longueira et de l'île de la Réunion (µeq.l ⁻¹).....	174
Tableau 64 : Concentration chimique moyenne des eaux de pluie de Longueira et océanique, écart-type et ratio élément chimique par rapport au chlore (µeq.l ⁻¹).....	174
Tableau 65 : Flux d'érosion chimique du bassin versant de Longueira (t.km ⁻² .an ⁻¹)	175
Tableau 66 : Bilan de l'érosion chimique au cours des crues et en étiage	176
Tableau 67 : Erosion chimique dans d'autres bassins versants basaltiques	177
Tableau 68 : Traceurs chimiques les plus couramment utilisés pour la décomposition des hydrogrammes (Joerin, 2000).	179
Tableau 69 : Détermination des valeurs des pôles de mélange selon les séries de traceurs utilisés dans l'approche EMMA	182
Tableau 70 : Récapitulation de la contribution des différents réservoirs du système en fonction des 3 séries de traceurs durant les crues de la saison 2006.....	187

INTRODUCTION

Les sols représentent l'un des écosystèmes terrestres les plus extraordinaires : des millions de plantes, de bactéries, de champignons, d'insectes et d'autres organismes vivants, invisibles pour la plupart à l'œil nu, prennent part à un processus en évolution constante de fabrication et de décomposition de la matière organique. Les sols sont généralement un milieu incontournable pour quiconque veut produire de la nourriture. Depuis, plusieurs décennies de nombreux processus affectent la durabilité de la fonction nourricière des sols mettant ainsi en risque la propre existence de ce réservoir naturel.

Au Cap Vert, et particulièrement dans l'île de Santiago, les terres agricoles sont menacées par divers facteurs, notamment l'érosion éolienne, la salinisation, l'exploitation irrationnelle des matériaux pour le génie civil et l'érosion hydrique. La pression anthropique, spécialement l'augmentation de la population, l'urbanisation, l'utilisation du bois comme combustible, le pâturage, l'agriculture pluviale sur les versants pentus, aggravent encore plus la vulnérabilité des terres agricoles.

Parmi ces processus, l'érosion hydrique est celle qui menace le plus fortement les sols, car elle réduit non seulement l'épaisseur des sols mais elle retire également aux sols sa matière organique qui lui garantit sa fertilité. Ce processus engendre d'une part la baisse des rendements agricoles et d'autre part des inondations et entraînant des dégâts importants aux infrastructures situées en aval et aux alentours.

Les travaux réalisés jusqu'à présent sur l'étude de l'érosion hydrique des sols au Cap Vert se limitent pour la plupart d'entre-eux à une échelle parcellaire et pendant des périodes de temps très limitées (La Costa, 1993 ; Smolikowsky et al, 1993 ; Mannaerts, 1984). En conséquence, il existe très peu de données sur l'érosion hydrique des sols et quasiment pas de bilans d'érosion hydrique ni de base de données capables de suivre l'évolution de ce fléau.

Les principaux objectifs de ce travail sont de faire une étude précise des différents facteurs qui contrôlent l'érosion hydrique des sols. Il s'agira d'identifier ces facteurs, et plus particulièrement de différencier les effets des activités humaines, notamment agricoles, de ceux des facteurs climatiques. Concernant ce dernier point, il s'agira notamment de quantifier la contribution du ruissellement superficiel au débit du cours d'eau. Ce travail doit également permettre d'établir les premiers bilans d'exportations de matières en suspension et en solution dans le contexte de l'archipel du Cap Vert.

Pour atteindre ces objectifs, nous avons choisi de mener cette d'étude à l'échelle de trois bassins versants de l'île de Santiago Cap-Vert. Ces trois bassins versant sont localisés dans la partie centrale de l'île et sont représentatifs des divers modes d'occupation du sol et des différents climats de l'île. Pour ces trois bassins versant, les écoulements de crue ont été mesurés et échantillonnés à l'exutoire de 2004 à 2009. Le bassin versant de Longueira a fait en outre l'objet d'un suivi plus poussé, notamment en termes de fréquence d'échantillonnage et de suivi des écoulements hors crue. Sur chaque échantillon nous avons

procédé à la détermination de la concentration des matières en suspension ainsi qu'à l'analyse des éléments majeurs.

Ce travail est organisé en cinq parties.

La première partie de ce mémoire est constituée de quatre chapitres. Le premier chapitre présente la problématique de l'érosion des sols dans les îles du Cap Vert et au niveau global, en s'appuyant sur les travaux réalisés par différents chercheurs selon plusieurs approches.

Dans le deuxième chapitre, nous donnons un aperçu sur le Cap Vert en présentant les aspects climatique, géomorphologique, démographique et les ressources naturelles.

Le troisième chapitre présente plus particulièrement la principale île de l'archipel, l'île de Santiago qui inclut notre zone d'étude.

Le quatrième chapitre est consacré à la désertification et la dégradation des terres sur l'île de Santiago, en mettant un accent sur les travaux de recherches réalisés dans ce domaine mais également les travaux d'intervention rurale dans la lutte contre la désertification et la dégradation des terres.

La deuxième partie de ce travail est structurée en trois chapitres. Le premier chapitre est consacré à la présentation de notre terrain d'étude constitué de trois bassins versants et à la description des méthodes utilisées.

Le deuxième chapitre présente les données climatiques des bassins étudiés et particulièrement les précipitations et l'érosivité des pluies.

Le troisième et dernier chapitre décrit de façon qualitative et naturaliste les processus de dégradation hydrique des terres dans notre zone d'étude.

Dans la troisième partie de ce travail, nous abordons l'étude et le bilan de l'exportation des matières en suspension dans les trois bassins versants.

Dans la quatrième partie, nous avons étudié dans un premier temps l'érosion chimique sur le bassin versant de Longueira durant trois saisons humides : 2005, 2006 et 2007. Dans un second temps, nous avons utilisé les traceurs chimiques naturels pour déterminer la contribution des différents écoulements au débit à l'exutoire du bassin versant, ce qui doit nous permettre de mieux comprendre la génération des écoulements et leur impact sur l'érosion mécanique.

La cinquième et dernière partie de ce travail est consacrée aux conclusions générales sur les résultats obtenus dans les différentes parties précédentes.

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'un Accord de Coopération entre l'Université de Bourgogne en France et l'Institut National de Recherche et de Développement Agraire (INIDA) de la République du Cap Vert. Il a été financé par le Service de Coopération et d'Action Culturelle (SCAC) de l'Ambassade de France à Praia - Cap Vert. Il a en outre reçu le soutien, au Cap Vert, du Département des Sciences de l'Environnement et du laboratoire LASAP de l'INIDA, en France de l'UMR INRA Microbiologie et Géochimie des Sols et de l'UMR CNRS Biogéosciences.

1 LA PROBLÉMATIQUE DE L'ÉROSION DES SOLS DANS LES ÎLES DU CAP VERT

1.1 L'ÉROSION DES SOLS

Le terme « EROSION » provient du verbe latin « ERODERE » qui signifie ronger. L'érosion consiste à l'usure de façon permanente des roches sous l'action des éléments météorologiques notamment les pluies et la température. L'eau de pluie, plus ou moins chargée de gaz carbonique et d'autres éléments en traversant l'atmosphère et la partie superficielle du sol, dissout une partie de leurs éléments minéraux et déclenche une série de phénomènes chimiques, provoquant l'altération chimique des roches. Ainsi, les éléments rocheux secs sont morcelés, rongés jusqu'à la taille des sables, limons ou argiles (Fournier, 1969). Selon, Probst (1992) l'érosion est un processus qui tend à réduire à la surface des continents l'épaisseur des sols et des roches, en arrachant physiquement les particules solides qui sont exportées en suspension par le ruissellement superficiel vers les rivières et les fleuves où elles peuvent alors être transportées jusqu'aux océans et aux bassins intracontinentaux.

L'érosion est un processus complexe vieux comme le monde, depuis l'origine de la terre, l'érosion façonne les reliefs et construit les plaines qui nourrissent la majorité des populations du monde (Roose et al., 1998). Les effets néfastes de l'érosion hydrique des sols ont été soulignés depuis plus d'une vingtaine d'années par de nombreux auteurs (Kirby & Morgan, 1980 ; Auzet, 1987 ; Boardman *et al*, 1990 ; DePloy, 1990 ; De Ploy, 1991 ; Le Bissonnais, 1998 et 1999, etc.). D'une manière générale, l'érosion des sols qui n'épargne aucune région du globe est caractérisée par trois étapes, correspond d'abord au « détachement » de particules de sols puis au « transport », par différents agents (vent, eau, glace, gravité), de leur emplacement d'origine à un endroit de « dépôt ou accumulation » en aval, qui est l'ultime étape de l'érosion. Dans tous les cas, ces mouvements de sol sont des processus complexes et discontinus à fortes variations spatiotemporelles, difficiles à décrire sous forme d'équations mathématiques. Certains auteurs voient l'érosion hydrique sous les tropiques sous deux angles. L'érosion géologique (dès fois appelée érosion naturelle ou normale) engendrée par l'eau de pluies sous forme liquide, solide, l'écoulement des eaux. L'autre est l'érosion accélérée, dont le principal responsable est l'activité anthropique,

notamment la déforestation, l'agriculture, l'élevage des animaux, la construction (El-Swaify et al., 1983). L'érosion hydrique est un phénomène assez complexe pouvant être différencié en plusieurs composants. Notamment, l'érosion des éléments particuliers, constitués par les particules transportées en suspension : argiles, limons et sables du fait de leur taille et poids réduits ; l'érosion des éléments en solution, constitués par les éléments chimiques provenant en grande partie du substrat et l'érosion des éléments grossiers (bed load) qui se déplacent par saltation au fond du cours d'eau. Ces derniers sont constitués par les éléments grossiers comme les morceaux de pierre, les blocs de roches.

Plusieurs études ont été menées par différents chercheurs, Fournier (1960), Strakhov (1967), Heusch & Milliès-Lacroix (1971), Ghorbel & Claude (1977), Walling et al. (1981), Demmak (1982), Milliman & Meade (1983), Katlan et al. (1987), Snoussi (1988), Snoussi et al. (1990), Demmark et al. (1991), Probst et al. (1992), Probst et Amiotte-Suchet (1992), Ludwig & Probst (1998), Achit (2000), Serrat et al., (2001), Megnounif et al., (2000), Ghenim (2001), Megnounif et al., (2003), Terfous et al. (1999, 2001, 2003), Benkaled et al. (2003), dans le but de mettre en évidence les relations entre les différents paramètres (hydroclimatiques, géomorphologiques, biologiques) et le transfert de matières solides dans différentes régions du globe affectées. L'objectif de ces auteurs est d'une part d'expliquer les processus du transport solide dans les cours d'eau et d'autre part de mettre en évidence des modèles susceptibles d'être appliquées à des régions ou à des bassins versants où les mesures sont rares ou inexistantes.

Les caractéristiques climatiques et physiographiques (morphométriques et morphologiques) sont différents d'une zone à une autre et d'un bassin versant à un autre. Il est également admis qu'aujourd'hui, les fluctuations climatiques sont quasi-cycliques (Kayzer et al. 1990 ; Tardy, 1994). Ces fluctuations se manifestent au niveau de la pluviosité sur les continents, du débit des cours d'eau et de la température qui ont soit augmentés dans certaines régions soit régressés dans d'autres (Tardy et al, 1992 et 1995). Ces perturbations climatiques ont engendré dans la plupart des cas des pertes de biodiversité (faune et flore) et des changements au niveau de l'état de surface des bassins versants, dans la mesure où le degré de développement du couvert végétal est fortement conditionné par la pluviosité.

1.1.1 Analyse de l'évolution des débits solides en fonction des débits liquides lors des crues

L'ablation des matériaux solides sur les versants ou bien sur, le lit et les berges de la rivière ou oued, puis leur transport éventuel par les cours d'eau, représente certes deux phénomènes distincts, mais liés entre eux. Le débit solide des sédiments ou matières en suspension transitant sur une section d'écoulement est calculé par le produit de la concentration des sédiments C_s par le débit liquide Q_l durant une période de temps donnée selon l'équation suivante :

$$Q_s = Q_l * C_s \quad \text{éq. 1}$$

Depuis fort longtemps, les chercheurs ont tenté de corréliser les débits solides aux débits liquides et de déterminer une relation qui permettrait d'estimer les premiers à partir des seconds. On peut citer par exemple les travaux de Jakuschoff (1932) sur les rivières de Turquie et ceux de Straub (1936) sur le fleuve Missouri (USA) (Einstein, 1950 ; Leopold et al. 1953), également les travaux dans le bassin méditerranéen, au Nord Est de l'Espagne (Rovira & Batalla, 2006 ; Batalla et al., 1995 ; Batalla & Sala, 1994).

En général, la concentration des matières en suspension (C_s) et le débit liquide (Q_l) évoluent suivant un modèle de puissance (Etchauchu et al. 1986 ; Walling et al, 1981 ; Wood, 1977).

$$C_s = aQ_l^{b-1} \quad \text{éq. 2}$$

Avec : a et b = coefficients

Une autre relation empirique communément appelée courbe du transport solide (Cambell et al. 1940 ; Crawford, 1991) lie le débit solide (Q_s) au débit liquide (Q_l):

$$Q_s = aQ_l^b \quad \text{éq. 3}$$

Ce type de relation, reliant le débit solide (Q_s) au débit liquide (Q_l), a été proposé dès 1895 par Kenedy (Einstein, 1989 ; Lefort, 1992), où les paramètres a et b sont des coefficients déterminés empiriquement. Cette relation a été vérifiée pour la plupart des cours d'eau dans le monde (Ghenim et al, 2007). Plusieurs chercheurs ont tenté d'identifier surtout la valeur de l'exposant « b » fonction des caractéristiques physiques, climatique et hydrologiques des bassins versants (Probst et Bazerbach, 1986 ; Vivian, 1980) ou bien des conditions hydrauliques de l'écoulement dans les cours d'eau (Kattan, 1987). Selon ces auteurs, le coefficient b varie généralement entre 1 et 2. Leopold et al. (1953) proposent

pour les rivières de l'ouest des USA des valeurs de « b » variant entre 2 et 3, d'autres auteurs tels que Parsons et al. (1963), Muller et Forstner (1968), Bruschin et Trau (1977), Wood (1977), Finlatson (1978), Walling & Webb (1981, 1982), Meybeck (1984) ainsi que Probst et Bazerabachi (1986) limitent ces valeurs entre 1 et 2. Le facteur « a », selon Benkhaleb et al., (2003), représente d'une manière générale l'état du sol d'un bassin.

Dans le cadre de cette étude, nous nous intéresserons à l'érosion accélérée et particulièrement à l'érosion hydrique des sols. Cette forme d'érosion, consiste en premier lieu, au désagrégation des particules des agrégats du sol par la force des gouttes de pluie, ensuite au transport des particules du sol par le ruissellement et enfin à leur sédimentation ou accumulation en aval (Le Bissonnais et al., 2002, van Vliet et al., 2001). L'érosion hydrique est largement répandue et dont les conséquences peuvent non seulement entraîner une réduction irréversible des terres arables et de la capacité de stockage des infrastructures hydro-agricoles mais également peuvent sérieusement compromettre la capacité productive des sols et des cultures et la durabilité de production des écosystèmes agraires.

Les deux agents principaux de l'érosion hydrique sont les précipitations et l'écoulement superficiel. Toutefois, d'autres facteurs notoires (intensité et agressivité des précipitations, couvert végétal, caractéristiques du sol, pentes et longueur de pente et l'état hydrique du sol) et de mécanismes affectent la relation « chute de pluie-ruissellement-entraînement des terres ».

En raison de son climat tropical aride, de la présence de reliefs abrupts et de la rareté de la couverture végétale (provoquée d'une part par les aléas climatiques et d'autre part par la forme d'utilisation des terres et les nécessités énergétiques des populations), l'archipel du Cap Vert est l'un des écosystèmes où tous les paradigmes sont réunis pour que l'érosion s'installe au détriment de la fertilité et de l'épaisseur des sols. En dépit, de l'ampleur de l'alluvionnement et de la submersion en sédiment des infrastructures hydrauliques notamment les digues de correction torrentielle construites perpendiculairement le long des rivières ou oueds par dépôts successifs des sédiments ramenés par les cours d'eau depuis les versants rectilignes et agressés par les pratiques culturelles (nettoyage des champs et sarclages) qui accompagnent la culture du maïs associée au haricot. Et pourtant, l'érosion des sols capverdiens pour l'instant suscite très peu de recherche, comparée aux autres

régions arides comme celles du Maghreb, par exemple, pour tenter d'expliquer les mécanismes complexes du transport solide et de quantifier les volumes de sédiments arrachés et transportés. Parmi, les dix îles qui constituent l'archipel du Cap Vert, seules les îles de Santiago, Santo Antão et São Nicolau ont fait l'objet de quelques travaux: Colombani et al., (1984), Mannaerts (1984, 1986), Olivry (1987), Haagsma (1990), La Costa (1993), Lopes and Meyer (1993), Mannaerts et al., (2000), Smolikosky et al (1998, 1997, 2000, 2001), Barry et al., (1995), Querido et al., (1997), Sabino et al. ; (2000), Sabino (2002) et plus récemment, Tavares & Amiotte-Suchet (2007) et Ferreira et al., (2010).

Certes, les recherches dans la problématique de l'érosion se trouvent actuellement dans une phase embryonnaire. Mais, depuis son indépendance en 1975, le Cap Vert s'est résolument engagé dans la lutte contre la dégradation des terres et de l'érosion avec la protection et conservation de ses ressources naturelles. Des milliers, de kilomètres de murets, de banquettes, de digues de correction torrentielle et d'ouvrages hydrauliques ont été construits sur l'ensemble de l'archipel et surtout dans Santiago qui est l'île la plus anthropique pour stopper l'érosion, recharger les nappes, et reconstituer le tissu écologique des écosystèmes (Lopes & Meyer, 1993).

Aujourd'hui, le Cap Vert quitte, le cercle des pays les moins avancés au profit des pays ayant un rendement moyen. Tout ces efforts consentis au long de ces 35 ans d'indépendance par le peuple capverdien pour stopper les désastres engendrés au sein de sa population et de ses écosystèmes par les sécheresses et la désertification, sont menacés par des facteurs endogènes notamment, une augmentation de la démographie, une forte pression sur les terres et également des facteurs exogènes comme par exemple, le changement climatique qui revêt de plus en plus un caractère insaisissable.

L'érosion est un des faits marquants de la dynamique et du métabolisme des paysages capverdiens. Elle représente le flux d'exportation des matériaux solides (argiles, limons, sable, galets, cailloux, blocs de roche, débris de végétaux ...) vers la mer par la voie des rivières ou oueds lors des crues compromettant du coup la durabilité de la capacité de charge de certaines infrastructures hydrauliques : digues, barrage, banquettes, etc.

Plusieurs études des processus d'écoulements et d'érosions ont déjà été réalisées dans des contextes arides et semi-arides à travers le monde (Bull and Kirkby, 1997), notamment dans le Sud Est de l'Espagne (Canton et al. 2001), à l'est des Pyrénées espagnoles (Gallart et al.,

2001), dans les badlands de la Zin Valley en Israël (Yair et al. 1980, Alexandrov & Laronne, 2003).

Dans le Parc « Dinosaur Provincial Park » en Alberta, au Niger (Olivry et al., 1995 ; Olivry et al., 1997 ; Karambiri et al., 2003). Au Tchad (Gac, 1980 ; Olivry et al., 1997), en Tunisie sur la Medjerda (Rodier et al., 1981), au Maroc (Gartet et al., 2005), en Algérie (Terfous et al., 2001 ; *Ghenim et al., 2007* ; Touaïbia et al., 1999 ; Meguenni et Remini ; 2008, Daoudi et al., 2009 ; Elahcene et Remini, 2009).

L'érosion hydrique affecte durement l'ensemble des terres agricoles du Cap Vert. Ce phénomène devient encore plus préoccupant et grave si l'on sait que 91 % des terres cultivables ou dédiées à l'agriculture pluviale dans Santiago, la principale île agricole de l'archipel, sont situées dans les zones les plus sensibles à l'érosion (Tavares & Amiotte-Suchet, 2007) où les pentes sont fortes et les précipitations intenses.

1.1.2 Les principaux agents de l'érosion hydrique

1.1.2.1 Intensité et agressivité des précipitations

Selon, Roose (1967), une goutte d'eau d'un diamètre donné, en tombant d'une hauteur suffisante (nuage), acquiert une certaine vitesse. Lorsqu'elle atteint le sol, elle dépense la plus grande partie de son énergie (due à sa masse et à sa vitesse) à écraser la terre (agrégats) et y creuse un petit cratère et ensuite rejaillit sous forme d'une couronne de petites gouttelettes chargées de particules en suspension (Figure 1). Le restant de son énergie sert à tasser le sol et rebondir. Wischmeier (1958), travaillant sur des pluies d'intensités homogènes, a établi une corrélation étroite entre l'énergie cinétique et l'intensité d'une pluie, selon la formule suivante :

$$E_u = 916 + 331 \log I_h \quad \text{éq. 4}$$

E_u : énergie cinétique unitaire en pied/tonne/acre par pouce de pluie tombée (1 unité = 0,00269 Kgm.m⁻².mm⁻¹ de pluie)

I_h = intensité homogène d'une pluie en pouce/heure.

Plutard, Wischmeier & Smith (1959), trouvèrent d'excellentes corrélations entre l'érosion et un « indice pluie » produit de l'énergie cinétique (E_c) par l'intensité maximale pendant 30 minutes ($I_{\max 30'}$) par heure (24) :

$$\text{Indice pluie} = E_c * (I_{\max} \cdot 30') * 2$$

éq. 5

Les pluies, lors de l'impact des gouttes, provoquent un détachement des matières et une destruction des agrégats lors de la conversion de l'énergie cinétique en efforts de cisaillement. Lors d'une averse, plusieurs étapes sont à considérer. Les premières gouttes de pluie qui atterrissent sur le sol y pénètrent proportionnellement à sa porosité et son ameublissement. Cette première étape s'accompagne d'un déplacement de particules et d'un tassement du sol. Puis, s'en suit une humidification de la couche superficielle, ensuite d'une manière quasi simultanée se développent trois processus : la désagrégation de la structure, la formation d'une pellicule de battance et l'érosion par « splash » ou érosion par rejaillissement (Benkhadra, 1997 ; Le Bissonnais, 2000 ; Le Bissonnais et al., 2002). Ce rejaillissement entraîne une certaine portion de particules dans toutes les directions, ainsi, certains chercheurs Poesen & Hook (1997), ont essayé de quantifier expérimentalement cette masse de sol détachée (D_p). Les relations obtenues sont en général de la forme suivante :

$$D_p = a * E_c^b$$

éq. 6

Où, D_p = la masse détachée, E_c = énergie cinétique de la pluie et les coefficients a et b dépendent essentiellement de la texture et de la structure du sol.

Néanmoins, König (2007), en région tropicale montagneuse a enregistré une érosion assez forte (200 - 400 t.km⁻².an⁻¹) pour une érosivité des pluies relativement faible (R=350).

Mais, jusqu'à présent on ne peut parler de transport proprement dit. Pour qu'il y ait effectivement, il faut que le ruissellement démarre et qu'il y ait une prise en charge des particules détachées par mise en suspension ou par charriage.



Figure 1 : Comportement d'une goutte d'eau de plus de 6 mm de diamètre (0,24 inch) sur un sol nu à une vitesse de 32 km/h (20 mph). La force de l'eau (impact) projette les particules de sol et l'eau dans toutes les directions sur une distance de plus de 1 m (3,3 feet).
Source: Derpsch et al., 1991.

L'agressivité des pluies (où indice d'érosivité) qui est fortement corrélée à la perte en terre (érosion hydrique) dépend des milieux. Ainsi, en zone tempérée et océanique, elle varie entre 20 à 150 (Pihan, 1978) ; en zone méditerranéenne, elle varie entre 50 et 350 (Kalman, 1967 ; Masson, 1971) ; en zone tropicale sèche, elle varie entre 200 et 500 (Roose, 1973) et en zone équatoriale, elle peut aller jusqu'à 1500-2000 (Roose, 1980).

1.1.2.2 Le ruissellement

Conceptuellement, il est courant de distinguer deux processus pour expliquer l'apparition du ruissellement : le refus d'infiltration d'un sol non saturé (« excess infiltration overland flow ») dit ruissellement hortonien d'une part, et le refus d'infiltration d'un sol saturé (« saturation overland flow ») d'autre part (Augeard, 2006). Le ruissellement hortonien apparaît lorsque l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration du sol (Horton, 1933). Différentes méthodes ont été proposées pour estimer cette capacité d'infiltration et son évolution au cours d'une averse : équations empiriques (Horton, 1933) ou à base physique (Green and Ampt, 1911 ; Philip, 1957 ; Hillel, 1980 ; Haverkamp et al., 1994).

Le ruissellement apparaît dès que l'intensité d'une pluie devient supérieure à la capacité d'infiltration du sol. Ainsi, selon, Laouina et al. (1993), les pluies continues dotées de faibles intensités permettent une certaine infiltration de l'eau et réduisent le ruissellement sur les versants, par contre les fortes averses engendrent un ruissellement plus conséquent. Mais, ce sont les épisodes pluvieux durables avec des événements de forte intensité répétitifs qui

occasionnent les dégâts les plus sérieux, avec en particulier le passage du ruissellement en nappe au ruissellement en griffes et rigoles.

Selon, Roose (1973, 1977, 1998) les pluies tropicales peuvent être en moyenne, 20 à 100 fois plus agressives que celles des régions tempérées. Deux fois plus érosives en montagne tropicale et 5 fois plus agressives que les régions montagneuses méditerranéennes. Par ailleurs, la capacité d'infiltration du sol peut diminuer, par exemple lorsqu'une croûte de battance se développe ou bien lorsque les pores sont saturés en eau. Ainsi, le ruissellement est nettement plus élevé sur sol nu que sous culture. Les plus faibles ruissellements proviennent des pluies tombantes après une période sèche. En revanche, au Maghreb les forts taux de ruissellements et de pertes de terres ont eu lieu à une époque où le sol est déjà très humide et dans le cas de pluies exceptionnelles (Chibbani et al. 1999). Le ruissellement ne débute qu'après un cumul pluviométrique journalier de 18 à 20 mm (Laouina, 1998) sur sol sec même si les pluies sont intenses ou après un cumul de 4 mm sur sol humide et compact (Chibbani et al. 1999). Ces seuils de hauteur dépendent en partie des caractéristiques des pluies (intensité, volume de pluie tombant après la saturation du sol) et surtout de l'état de surface du sol (plus le sol est dégradé plus le ruissellement est rapide). D'une manière générale, il est admis que la vitesse du ruissellement est le paramètre prépondérant de l'action érosive. En 1965, (Meyer and Monke, 1965), ont proposé pour évaluer cette vitesse la relation suivante :

$$V_R = \left(I^{0.33} * Q_R^{0.33} / n^{0.66} \right) \quad \text{éq. 7}$$

Où, V_R = vitesse de ruissellement, I = pente du terrain, Q_R = débit du ruissellement et n = rugosité du sol.

1.1.2.3 La fréquence

Selon, Fournier (1969), en région tropicale comme méditerranéenne, un des caractères des pluies est leur répétition à court terme pendant la période humide. Dans de tels contextes, entre deux averses, le sol n'a souvent pas le temps de se ressuyer convenablement. Ainsi, sa capacité d'absorption est vite atteinte et les dernières pluies, quelles que soient leur caractéristique, ruissellent beaucoup plus qu'elles ne s'infiltrent et provoquent plus

d'érosion. Cela est attesté par les résultats acquis au Madagascar et qui sont dans le Tableau 1.

Tableau 1 : Effet de deux pluies successives au Lac Alaotra (Madagascar)

<i>Date</i>	<i>P (mm)</i>	<i>Durée (min.)</i>	<i>Érosion (t.ha⁻¹)</i>	<i>Ruissellement (%)</i>
23/12/1959	26	30	1	5,4
24/12/1959	24	90	3,3	39,4

Source : Fournier (1969)

1.1.2.4 Le couvert végétal et les systèmes de culture

Les facteurs les plus puissants pour réduire les risques d'érosion sont le couvert et les systèmes de culture (Roose : 1973, 1977, 1980, 1994). La litière, la végétation, les canopées des arbres absorbent efficacement l'énergie des pluies et du ruissellement (Roose, 1973, 1994 ; Valentin, 1981). L'expérience montre (Ruiz-Figueroa, 1983) que l'efficacité d'un couvert végétal à l'égard de l'infiltration est d'autant plus marquée que, le dernier élément récepteur est bas. Cette efficacité intervient au niveau du sol par :

- l'interception nette, c'est-à-dire une partie de la pluie qui tombe sur la végétation est directement reprise par l'évaporation, ce qui fait qu'elle ne participe ni à l'infiltration ni au ruissellement.
- La dissipation de l'énergie cinétique, une partie de la pluie interceptée par le feuillage ou canopée continue sa course jusqu'au sol mais avec une énergie cinétique moins importante.

Certes, le labour du sol améliore temporairement l'infiltration au détriment du ruissellement, mais il expose le sol nu à l'agressivité des pluies, réduit sa cohésion, enfouit la matière organique et favorise leur minéralisation en aérant l'horizon humifère (Roose et al., 1997). Le semis direct sous litière ou reste de culture est une tentative de se rapprocher du milieu naturel où le sol reste couvert et protégé de l'agressivité des pluies. Comme dans le milieu naturel, il n'est aéré que par la mésofaune. Les nutriments sont prélevés par les racines profondes des arbres et concentrés en surface par les apports provenant de la litière (Leprun, 1985 ; Boli et al., 1993). La matière organique intervient à plusieurs niveaux pour réduire les risques d'érosion. A court terme, la matière organique enfouit ne réduit

nettement ni le ruissellement, ni l'érosion (Boli et al. 1993 ; Roose et al. 1997 ; Barthès et al. 1998). Maintenir la manière organique à la surface du sol, tout en gérant les adventices et favorisant les activités de la mésofaune, permet de protéger efficacement la surface du sol contre l'énergie des pluies et du ruissellement (Roose, 1994).

1.1.2.5 Pente et longueur de pente

L'influence de la pente est complexe (Roose et al., 1998). Dans plusieurs cas, l'on a observé que le volume de ruissellement diminue lorsque la pente croît (Roose, 1973,1993), en revanche, l'érosion augmente le plus souvent avec la pente et il se développe une érosion en rigole dix fois plus agressive que l'érosion en nappe. Dans certains cas la position topographique est prépondérante : l'érosion se manifeste alors sur les glacis ou terrasses de bas de pente et remonte vers le sommet des versants plus inclinés (Roose, 1994 ; De Noni et al., 1997). Quant à la longueur des pentes sur laquelle les manuels ont basé la lutte anti érosive classique (terrasses), il semble que son influence sur la naissance des rigoles dépend de diverses interactions avec la rugosité et la perméabilité du sol, le type et l'abondance du couvert végétal (Roose et al., 1998)

1.1.2.6 L'état hydrique initial

L'état hydrique du sol au moment d'une pluie a une très forte influence sur la dégradation, la formation de croutes et la réduction de l'infiltrabilité résultante (Le Bissonnais, 1992). Les agrégats secs sont plus sensibles à l'éclatement, en effet, l'intensité de ce processus croît avec le volume d'air piégé (Boiffin, 1984 ; Le Bissonnais, 1988) en particulier sous des pluies de forte intensité qui peuvent former des croutes très rapidement.

1.1.3 Les formes d'érosion

Plusieurs approches sont utilisées depuis de nombreuses années pour étudier la complexité de l'érosion et mieux cerner les mécanismes de ce phénomène. Ce paragraphe définit et décrit les différentes formes que peut prendre l'érosion des sols. Ces formes correspondent à des processus qui se succèdent dans l'espace ou dans le temps. Elles n'apparaissent que lorsque la capacité de rétention d'eau du sol est soit atteinte ou soit l'eau rencontre sur son passage un obstacle qui l'empêche de s'infiltrer dans le sol. Ces formes ont été décrites par

plusieurs chercheurs et dans diverses latitudes, notamment par De Noni et al., (1997) sur versants volcaniques cultivés, où ils mettent en corrélation les dynamiques et les formes d'érosion ; Daoudi et al., (2009), sur le processus de ravinement à l'échelle de bassin versant. Roose et al., (2001), ont étudié les formes d'érosion, tout en mettant un accent particulier sur le ravinement et sa typologie en Algérie.

1.1.3.1 Erosion en nappe, érosion laminaire ou érosion aréolaire (Sheet erosion)

C'est le stade initial de la dégradation du sol par érosion, du fait de l'impact des gouttes de pluie sur le sol et le transport des éléments détachés par le ruissellement en nappe (Roose, 1984). Cette forme d'érosion, sous l'influence du travail du sol par les outils aratoires, engendre la remontée des cailloux à la surface du sol (Roose, 1973). En Afrique, l'érosion en nappe dépend de la hauteur, de l'intensité, de l'énergie cinétique et de la répartition des pluies (Roose et De Noni, 2004).

1.1.3.2 Érosion linéaire

1.1.3.2.1 Griffes (rill erosion)

L'érosion linéaire décape et transporte généralement toutes les particules rencontrées : elle n'est donc pas sélective mais les dépôts sont souvent triés. Elle manifeste souvent un degré de dégradation bien plus élevé du milieu (Roose, 1985).

1.1.3.2.2 Rigoles (rill or ephemeral erosion)

On parle d'érosion en rigoles lorsque les petits canaux présentent des profondeurs supérieures à 10 cm (Roose, 1984 ; Al-kaisi, et al., 2009).

1.1.3.3 Erosion par ravinement concentré (gully erosion)

Cette forme de dégradation des terres fait suite à la formation des rigoles. Les ravines suivent la ligne de plus grande pente des versants. Dans le contexte des terres cultivées du l'île de Santiago, où les sols se saturent vite du fait de leur faible épaisseur et couvert végétal, le ruissellement est abondant. Ce dernier creuse des ravines et augmentent les pointes de crue des rivières ou oueds, ce qui favorise le sapement des berges, les

glissements de terrain et par conséquent l'envasement des retenues, des digues, la destruction des infrastructures.

1.1.3.4 Erosion par mouvement de masse (creeping)

L'érosion par mouvement de masse ou érosion en masse se manifeste par des coulées boueuses, glissement de terrain. Elle dépend de la gravité et des forces de frottement internes, de l'humectation du terrain et de la surface de glissement (lubrification). Il faut signaler aussi les transports de terre dus au travail du sol orienté vers le bas de la pente à la houe, soit au tracteur portant charrue et engins divers qui entraînent 2 à 10 tonnes de terre dans le sens du travail à chaque passage (Roose, 1985).

1.1.3.5 Erosion par sapement des berges

Ce type de dégradation des sols est particulièrement présent dans la partie moyenne et aval des bassins. L'érosion par sapement des berges se manifeste principalement lors des crues de grande ampleur, où le court d'eau est balayé de long en large.

1.1.4 Quantification de l'érosion

La complexité de l'érosion du fait des facteurs qui la contrôlent fait que les modèles diffèrent d'un auteur à un autre. Ainsi, chaque auteur tente de caractériser ou de mieux comprendre la région ou le système étudié par le modèle le plus fiable ou le plus représentatif. Ces modèles (Tableau 2), ont été testés dans différentes régions du globe et ont donné des résultats assez instructifs. On constate que les modèles de type puissance sont beaucoup plus adaptés dans les régions tempérées. Alors que les autres modèles de type linéaire et polynôme semblent mieux correspondre à la réalité des régions maghrébines du fait certainement de la limitation du couvert végétal des sols.

Tableau 2. Différents modèles adoptés dans plusieurs régions sensibles à l'érosion hydrique des sols et à la désertification

<i>Bassin ou Région</i>	<i>Modèle</i>	<i>Équation</i>	<i>Référence</i>
Medjerda sup.(Algérie)	Linéaire	$A_{ss} = 1,06E - 66,2$	Bourouba (1997)
Bassins algériens	Linéaire	$Q_s = 0,736 (P - 404)$	Bouanani (2005)
Bassins algériens	Puissance	$Q_s = 11,8 P^{2,82}$	Bouanani (2005)
Oued M'righa (Algérie)	Polynôme	$Q_s = 50,6P^2 - 3,54P$	Bouanani (2005)
Bassins maghrébins	Logarithme	$C = -6,83\ln(R) + 46,31$	Probst & Amiotte-Suchet (1992)
Massif Central (France)	Puissance	$Q_s = 16 P^2$	Coutagne (1954)
La Garonne (France)	Puissance	$C = 3,610^{-3} Q_l^{1,583}$	Probst & Bazerbach (1986)

Ass= Transport de matières en suspension / E = Ruissellement / P = précipitations / Qs = débit solide / C = Concentration de matières en suspension / Ql = Débit liquide

1.1.4.1 Modèles empiriques

1.1.4.1.1 Modèles physiques

L'aspect quantitatif de la désagrégation des sols, du fait de sa complexité, peut être effectué selon deux approches. La première consiste à quantifier l'érosion par le biais de modèles impliquant des paramètres morphologiques, climatiques et hydrologiques. La seconde consiste à estimer les quantités de matières en suspension évacuées par les cours d'eau d'écoulement à l'exutoire du système étudié. La plupart des mesures de quantification de l'érosion sont faites sur des parcelles de taille standard (Wischmeier et al., 1971 ; Roose, 1967, 1998). Tandis que, l'étude des transferts en suspension à l'échelle du bassin versant s'avère être un outil efficace pour comprendre et quantifier les processus d'érosion des sols. Selon, Albergel et al., (2001, 2003), Il existe plusieurs modèles empiriques permettant de quantifier l'érosion hydrique. On ne citera quelques modèles basés sur des paramètres physiques représentatifs. Ces modèles ont été appliqués dans les différentes régions maghrébines (Bouanani, 2005).

1.1.4.1.1.1 Modèle de Wischmeier et Smith (1978)

$$P_s = E_p * E_s * E_{LP} * F_p * F_{am} * F_v \quad \text{éq. 8}$$

P_s = pertes annuelles de sol (t/ha/an)

E_p = érosivité des précipitations (N/h)

E_s = érodibilité des sols ou susceptibilité des sols à l'érosion (t.ha/N.h)

E_{LP} = facteur de longueur de pente (adimensionnel)

F_p = facteur de pente (adimensionnel)

F_{am} = facteur d'aménagement (adimensionnel)

F_v = facteur de conservation des sols (adimensionnel)

1.1.4.1.1.2 Modèle de Fournier (1960)

$$A_{SS} = (1/36)(P_m / P_{am})^2 (2,65)(h/S)^2 (0,46) \quad \text{éq. 9}$$

Avec :

A_{SS} = apport solide spécifique (t.ha⁻¹.an⁻¹)

P_m = précipitations moyennes mensuelles du mois le plus pluvieux (mm)

P_{am} = précipitations annuelles (mm)

h = dénivelé moyenne (m)

S = superficie du bassin versant (km²)

1.1.4.1.1.3 Modèle de Tixeront (1960)

$$A_{SS} = 354 * E^{0,15} \quad (\text{pour les bassins tunisiens}) \quad \text{éq. 10}$$

$$A_{SS} = 92 * E^{0,21} \quad (\text{pour la région algérienne}) \quad \text{éq. 11}$$

$$A_{SS} = 200 * E^{0,15} \quad (\text{pour la région centre algérien}) \quad \text{éq. 12}$$

Avec :

A_{SS} = apport solide spécifique (t.ha⁻¹.an⁻¹)

E = écoulement (mm)

1.1.4.1.1.4 Modèle de la SOGREAH

$$A_{SS} = \alpha * E^{0,15} \quad \text{éq. 13}$$

Avec :

A_{SS} = apport solide spécifique (t.ha⁻¹.an⁻¹)

α = coefficient dépendant de la perméabilité du sol, donné au tableau ci-dessous

E = écoulement (mm)

Tableau 3. Valeurs de α pour différentes perméabilités

Perméabilité	A
Forte	8,5
Moyenne	75
Moyenne à faible	350
Perméabilité faible	1400
Imperméable	3200

1.1.5 Le transport solide

Le transport solide dans les cours consiste à transférer les matériaux préalablement désagrégés sur le versant. L'énergie nécessaire pour acheminer les particules est fournie par la déclivité des versants et la pente des cours d'eau. Mais aussi le climat est un autre facteur de taille qui joue un rôle déterminant dans le transport solide car il contrôle l'abondance des débits, l'intensité et la fréquence des crues. Le climat agit également sur la rugosité de la surface à travers l'état du couvert végétal. Ainsi, les conditions bioclimatiques règlent largement les modalités du transport solide et de l'érosion. L'énergie nécessaire pour transporter les particules est conférée par la pente des versants ou la pente du cours d'eaux. Ainsi, le degré de mobilisation des particules ou matériaux érodés dépend du régime du cours d'eau.

1.1.5.1 Les crues

La crue dépend essentiellement de l'abondance et de l'intensité de la pluie : son évolution obéit principalement à la puissance et l'intensité de l'averse. Sa vitesse est largement influencée par le couvert végétal, la lithologie, par des paramètres morphométriques du bassin (indice de compacité, densité de drainage, rapports des confluences et des longueurs etc...), par la pente des talwegs et la forme du lit (Cosandey et Robinson, 2000).

Dans la majeure partie des cas, deux modes de transport solide sont pris en considération : le transport solide en suspension ou particulaire (suspended load) et le transport solide par charriage (bed load). Les deux modes diffèrent par deux aspects essentiels : dans le premier cas, les particules se déplacent au sein de l'écoulement avec une vitesse de même ordre de grandeur que celle du fluide. Alors que dans le deuxième cas, les particules se déplacent par roulement et glissent sur le fond et leurs vitesses sont inférieures à celle de l'écoulement.

Certains auteurs considèrent un troisième mode de transport solide compris entre les deux premiers, la saltation, où les particules se déplacent par des bonds (Probst et al., 1989 ; Cardoso, 1994). Le mode de transport dépend essentiellement d'un paramètre fondamental : la taille des particules transportées.

Le transport solide par charriage, représente la progression de sédiments grossiers (sables, graviers, galets et blocs de roche), de diamètre supérieur à 1 mm, qui se déplacent par roulement ou par glissement, au voisinage immédiat du fond du cours d'eau, et parcourent des distances relativement courtes et discontinues dans le temps et dans l'espace.

Le transport solide en suspension représente le transport des sédiments fins (argiles, limons, sables fins), maintenues en suspension sur toute la hauteur de la masse liquide du cours d'eau. Les sédiments fins se déplacent sur de grandes distances. Selon, Graf (1971), le rapport entre la vitesse d'écoulement (V) sur le lit du cours d'eau et la vitesse (W) de chute des particules permet de délimiter les deux modes de transport. Le transport par charriage débute lorsque le ratio est supérieur à 0.1 alors qu'il faut atteindre un ratio supérieur à 0.4 pour qu'il y ait transport en suspension.

1.1.6 Quelques données chiffrées sur le transport solide au Cap Vert

Les bassins versants capverdiens tributaires d'un climat semi aride, avec une pluviométrie moyenne annuelle de 225 mm (GEF UNDP ACCC, 2006 cité par NAPACC, 2007) sont caractérisés par une variabilité pluviométrique spatiale et temporelle. Cette irrégularité climatique a un effet direct sur l'installation et le développement du couvert végétal par conséquent, elle agit sur l'action érosive et notamment sur le transport solide en suspension (suspended load) et aussi la charge de fond (bed load). Ce transport solide dépend de plusieurs facteurs dont l'érosivité des averses, le couvert végétal, l'état hydrique du sol et la turbulence de l'écoulement. Plusieurs chercheurs ont tenté d'étudier l'érosion des sols dans l'archipel, comme par exemple :

- ❖ Mannaerts (1984), a réalisé plusieurs études sur la problématique de l'érosion hydrique des sols à l'échelle de parcelles de 17 m² pour un ensemble de 10 parcelles dans la partie Sud de l'île de Santiago, en zone très aride. L'étude constituée entre autres à mettre en place des sites expérimentaux pour étudier les aspects liés la hauteur et l'intensité des pluies, au ruissellement et à l'érosion sur des pentes variant entre 7 et 14 % pour une meilleure valorisation des eaux de ruissellement pour les

espèces forestières plantées. Les résultats obtenus durant 2 années de recherche, montrent que durant cette période la hauteur des pluies a varié entre 4,4 et 49 mm, les intensités des pluies max de 30 minutes ont varié entre 3,0 et 16 mm/h et celles des pluies max de 5 minutes entre 6,0 et 91 mm/h. Quant aux ruissellements, ils ont varié entre 0,0 et 61,0 % pour des pertes en terre de 0,0 à 1,5 t.ha⁻¹. Les mesures de Mannaert ont montré aussi que des pluies de seuil peu élevé (sans données) sont accompagnées d'un ruissellement en nappe, diffus, ne provoquant pas nécessairement d'écoulement dans les principaux cours d'eaux.

- ❖ Sabino (1985), a élaboré un plan de conservation intégrée des ressources naturelles (aspects physiques et végétales) dans 3 bassins versants : São Filipe, Laranjo et Trindade de l'île de Santiago.
- ❖ Olivry (1987), dans l'île montagneuse de São Nicolau, dans la partie Nord de l'archipel, a étudié la dynamique de dégradation des terres au sein de 2 bassins versants : Ribeira Grande (11 km²) et Ribeira Brava (6.7 km²). Les résultats qu'il a obtenus indiquent des pertes variant entre 55 t.km⁻².an⁻¹ pour le bassin de Ribeira Grande et 4300 t.km⁻².an⁻¹ pour le bassin de Ribeira Brava.
- ❖ Haagsma (1990), a abordé la problématique de l'érosion en analysant les effets des ouvrages de conservation des sols et des eaux par rapport à l'érosion hydrique et éolienne.
- ❖ La Costa (1993), ses études étaient menées en zone humide montagneuse humide (São Jorge dans la Municipalité de São Lourenço dos Orgãos) et en zone montagneuse semi aride (Pinha dans la Municipalité de São Domingos), sur une durée assez limitée. Certes, l'auteur n'a pas quantifié annuellement l'exportation de matières en suspension mais, les résultats obtenus sont riches d'enseignements. Sur les quatre événements pluvieux de la période d'étude, l'auteur a obtenu des données de transport solide qui montrent des taux d'érosion importants provenant de deux types de parcelle différents : maïs-haricot et sol nu (Tableau 4).
- ❖ Lopes & Meyer (1993), a étudié l'aspect de l'érosion sous deux angles, dans le bassin versant de Ribeira Seca (71,5 km²). En faisant l'inventaire de l'ensemble des ouvrages de conservation des sols et des eaux et aussi en quantifiant les volumes de sédiment retenus par certains ouvrages hydrauliques dans 12 bassins versants de Santiago, où le volume de sédiment retenu varie de 80 à 1565 t.km⁻².an⁻¹.

- ❖ Smolikowsky et al., (1993), ont fait des recherches sur l'effet des barrières vives de plusieurs légumineuses par rapport à l'érosion hydrique. Ces recherches ont été menées en milieu semi aride montagneux, dans le sous bassin versant de Godim à l'échelle de parcelles (de 1 à 100 m²) au sein de l'île de Santiago. Les résultats obtenus montrent l'efficacité et l'importance des barrières vives contre l'érosion hydrique (Tableau 5), aussi la faible érodibilité des sols de ce bassin (qui ont un indice d'érodibilité très faible, inférieur à 0,02 et une bonne porosité).
- ❖ Sabino et al., (1999), se sont également penchés sur la question de l'érosion hydrique, en soulignant par exemple les risques engendrés par les crues et l'importance d'une approche qui combine la génie rurale et la protection végétale avec une participation aussi bien des acteurs locaux qu'internationaux. Cette étude a été menée en zone aride dans la Municipalité de Praia (où se trouve Praia, la Capitale du Cap Vert) plus particulièrement dans les bassins versants de São Filipe, Laranjo et Trindade qui couvrent une superficie de 67 km² avec des pentes moyennes de 2,0 ; 4,76 et 3,0 % respectivement. Dans cette même étude, les auteurs ont estimé le coût économique des pertes de terre lors des crues de grande ampleur. Les résultats indiquent des pertes de sol estimées à 2 millions de USD, à la suite d'une pluie de 600 mm dans les années 80.
- ❖ Tavares & Amiotte-Suchet (2007), ont analysé l'érosion hydrique des sols dans l'île de Santiago, sous un aspect qualitatif en procédant à la cartographie du risque d'érosion à l'échelle de l'ensemble de l'île. Les résultats indiquent que plus de 90 % de l'île présente un risque d'érosion élevé et particulièrement dans les zones agricoles de culture pluviale.
- ❖ Ferreira et al., (2010), ont étudié l'efficacité des ouvrages de conservation des sols et des eaux par rapport à l'érosion à l'échelle du bassin versant (Ribeira Seca). Ils ont montré, à partir d'une approche très pratique et peu onéreuse, que ces ouvrages jouent un rôle positif dans la lutte contre la dégradation des terres.

Tableau 4. Récapitulation des résultats obtenus sur différentes formes de traitement du sol des parcelles par La Costa (1993)

Sol nu				
Date	03/09/	11/09	03/10	04/10
P (mm)	61	25	53	93
I ₃₀ (mm/h)	100	48	56	140
Q (L)	244	100	212	372
R (mm)	7	3	5	19
TE (kg)	1,188	0,753	0,519	11,687
Cr (%)	10,8	13,6	10	20,2
T _s (t/ha)	0,297	0,188	0,13	29,2
Maïs-Haricots				
Date	03/09/	11/09	03/10	04/10
P (mm)	61	25	53	93
I ₃₀ (mm/h)	100	48	56	140
Q (L)	244	100	212	372
R (mm)	4	1	3	12
TE (kg)	0,335	0,210	0,041	0,440
Cr (%)	6,7	4,9	5,6	12,6
T _s (t/ha)	0,84	0,53	0,10	1,1
Maïs-Haricots-Mulch				
Date	03/09/	11/09	03/10	04/10
P (mm)	61	25	53	93
I ₃₀ (mm/h)	100	48	56	140
Q (L)	244	100	212	372
R (mm)	1	1	2	10
TE (kg)	0,0	0,0	0,0	0,300
Cr (%)	1,2	3,5	4,6	11,1
T _s (t/ha)	0,0	0,0	0,0	0,75

Source : La Costa, 1993 (Project CVI/91/003)_INIDA

P (pluviométrie) ; *I*₃₀ (Intensité maximale de la pluie en 30 mn) ; *Q* (quantité d'eau tombée sur la parcelle) ; *R* (lame ruisselée) ; *TE* (quantité de terre érodée) ; *Cr* (coefficient de ruissellement) et *T*_s (transport solide spécifique)

Tableau 5. Pertes de sol sur 5 parcelles traitées différemment au Cap Vert

	<i>P an.</i> (mm)	<i>Ran</i> (mm)	<i>Pertes de sol (Mg.ha⁻¹.an⁻¹)</i>				
			P1	P2	P3	P4	P5
Moy. annuelle	308	198	34	± 0	22	± 0	84
S (Δ)	162	147	25	0,13	16	0,06	62
CV (%)	52	74					

Source : Smolikowsky et al., 2001.

P1 (Maïs + haricot) ; *P2* (Maïs+ haricot light mulch) ; *P3* (maïs + haricot barrières) ; *P4* (Maïs + haricot light mulch + barrières) et *P5* (sol nu)

Tableau 6. Comparaison des valeurs de pertes de sol au Cap Vert et d'autres régions à l'échelle de parcelle

Région	Type d'occupation	Mg.ha ⁻¹ .an ⁻¹	Auteur
Cap Vert_Godim	Maïs et haricot	34	Smolikowsky et al. (2001)
Niger	Terre cultivée	9 (avec un max de 18)	Martin (1995)
Burkina Faso	CAT (pentes < 3%)	0,2 – 20	Roose (1996, 1977)
Cameroun	Non défini	11 - 21	Thebe (1987)

CAT = céréales, arachide et coton

Les données récapitulées dans le

Tableau 6 indiquent que l'érosion au niveau des terres de cultures traditionnelles au Cap Vert dépasse assez largement celle des autres régions. Et ces pertes de sol sont pratiquement 3 fois supérieures à la limite acceptable qui est de 12 Mg.ha⁻¹.an⁻¹ (Lal, 1977 cité par Smolikowsky, 2001) et de 11,2 t.km⁻².an⁻¹ (0,112 t.ha⁻².an⁻¹) pour les activités agricoles selon, l'Universal Soil Conservation Service. Selon, la classification de van Vliet et al., (2001) des pertes de sol comprises entre 22 et 33 t.ha⁻¹.an⁻¹ sont qualifiées de élevées.

On remarque également dans le

Tableau 6, la perte en terre au niveau des sols qui ne supportent aucune forme de culture est très élevée, soit 84 Mg.ha⁻¹.an⁻¹ puisque l'érosion naturelle varie entre 0,224 et 2,42 t.km⁻².an⁻¹, Santos (2009).

Tableau 7. Comparaison des valeurs de pertes de sol au Cap Vert et dans d'autres régions à l'échelle de parcelle

Référence	Bassin/Région	Surface	Pertes de matières en suspension	
		(km ²)	(t.an ⁻¹)	(t.km ⁻² .an ⁻¹)
Lopes and Meyer (1993)	Cap Vert _ Santiago	71,5	33.10 ³	466
Olivry (1987)	Cap Vert _ São Nicolau	6,7	29.10 ³	4,300
		11,0	6.10 ²	55
Gellis (2003)	Volcano Hill Wash*	9,3	38.10 ³	405
	Arroyo Chávez *	2,3	23.10 ³	981
Nyssen et al. (2007)	Éthiopie _ May Zegzeg	2	12.10 ²	590
Probst & Amiotte-Suchet (1992)	Magrheb	N.A.	251.10 ⁶	504
	Atlantic ocean	N.A.	151.10 ⁵	613
	Mediterranean sea	N.A.	100.10 ⁶	397
Fournier (1960)	Maghreb	N.A.	N.A.	60 à 600
Strakhov (1967)		N.A.	N.A.	10 à 50
Heusch&Lilliès-Lacroix (1970)		N.A.	N.A.	265 à 2569
Walling & Webb (1987)		N.A.	N.A.	> 500
Walling et al. (2001)	Kaleya, Zambia	63	26.10 ²	42

Source : Tavares & Amiotte-Suchet (2010)

N.A. = donnée non disponible

* New Mexico, USA

Les résultats de pertes en terre enregistrés au Cap Vert se trouve dans la même gamme que ceux d'autres régions (Tableau 7) présentant des conditions climatiques assez semblables à celles du Cap Vert et sous la menace de l'érosion des sols, à l'instar des régions maghrébines bien que les bassins de ces régions est d'une manière générale une taille nettement plus importante que ceux du Cap Vert. Selon, la classification de perte de sol établie par : FAO, PNUD, UNESCO (1980) les pertes de sol enregistrées au Cap Vert sont très fortes (Tableau 8).

Tableau 8. Classification du degré de dégradation des sols par l'érosion hydrique

Degré	Perte de sol	
	t.ha ⁻¹ .an ⁻¹	mm.an ⁻¹
Nulle à légère	< 10	< 0,6
Modérée	10 – 50	0,6 – 3,3
Forte	50 – 200	3,3 – 13,3
Très forte	>200	>13,3

Source : FAO, PNUD, UNESCO (1980)

Le volume de matériaux retenus par les digues, à Santiago et au Cap Vert d'une manière générale, a été estimé à 671 200 m³ avec 13 % provenant du bassin versant de Ribeira Seca qui a une superficie de 71,5 km² (Lopes & Meyer, 1993) et à plus de 50 millions de m³ (Sabino, 2002) contre 20 millions de m³.an⁻¹ pour les barrages algériens (Remini, 1999).

1.2 APERÇU GÉNÉRAL SUR LE CAP VERT

1.2.1 Introduction

L'archipel du Cap Vert fait partie de la « Macaronésie », qui regroupe les îles nord atlantiques (Açores, Madère, Canaries et Cap Vert), et se trouve entre 15° et 17° de latitude nord et 22° et 27° de longitude ouest, au large des côtes sénégalaises (**Figure 2**). Les terres émergées comptent 4033 km² et la zone exclusive économique s'étend sur environ 734 000 km² (Laguna 1985 cité par DGA, 2004). Les îles (dix îles et dix-huit îlots avec une inhabitée) sont d'origine volcanique et certaines d'entre elles ont des volcans encore en activité. Elles sont réparties en deux groupes selon la nature des vents alizés dominants : les « îles au vent » au nord, plus humides que les « îles sous le vent », au sud. Sur quelques unes, les reliefs sont très escarpés ; certains massifs montagneux atteignent ou dépassent 2 000 m d'altitude, comme le Pic de Fogo avec 2829 m sur l'île de Fogo ; mais la plupart d'entre eux se trouvent entre 1000 et 1 500 m (DGA, 2004).



Figure 2 : Localisation géographique de l'Archipel du Cap Vert (SEPA, 1999)

Bien que situé sous la même latitude que les Antilles, l'archipel appartient à la zone tropicale sèche du Sahel ouest africain tout proche. L'insularité est à l'origine d'une température peu variable tout au long de l'année : 22 à 27° C en moyenne, avec de très faibles amplitudes thermiques journalières et saisonnières. Le régime des précipitations est très contrasté : une très longue saison aride qui dure neuf mois et une saison humide qui dure trois mois. Le pays souffre d'une sécheresse structurelle, et ce handicap climatique limite la croissance des végétaux et, bien sûr, les activités agricoles. La variation inter annuelle des précipitations est très importante, avec parfois des périodes de plusieurs années dramatiquement arides (DGA, 2004).

Suite aux élections législatives de 1991 et à la politique de décentralisation mise en œuvre par le Gouvernement, l'ensemble des neuf îles habitées a été divisé en 22 Municipalités, l'île de Santiago en renferme elle seule 9 des Municipalités, soit plus de 40 % de l'archipel.

1.2.2 Aperçu historique

Les observations ne révèlent aucune trace archéologique de peuplement antérieure à l'arrivée des premiers navigateurs portugais, génois et vénitiens entre 1460 et 1462. Les îles étaient, à l'époque totalement, inhabitées, mais quelques unes furent rapidement colonisées, comme Santiago et Fogo. Sur Santiago, l'île fut divisée en deux capitaineries par les navigateurs. Les autres îles ont été progressivement habitées du 17^e au 19^e siècle (Maio, Boa Vista, Brava, Santo Antão, São Nicolau, São Vicente et Sal). Des aventuriers, des artisans, des nobles venus du Portugal et d'autres pays d'Europe s'y installèrent, attirés par certains avantages comme la possibilité de faire du commerce avec la côte africaine. Ainsi, pour développer le commerce du coton, les colons firent venir des esclaves du Sénégal et de Guinée.

Du fait de sa position géographique, car étant au carrefour des routes d'Afrique, d'Europe et d'Amérique. L'archipel servait de relais de ravitaillement en vivres frais pour les navires. Mais, dès la fin du 15^e siècle, la traite des esclaves y devint l'activité commerciale par excellence. Des esclaves amenés d'Afrique transitaient par l'île de Santiago, avant leur acheminement vers les Amériques. Ce trafic dura jusqu'au 18^e siècle, mais en diminuant progressivement avec l'amoindrissement de la puissance maritime du Portugal et le déclin économique de Ribeira Grande, première capitale du pays (actuelle Ribeira Grande de

Santiago, nouvelle Municipalité récemment créée). Ceci provoqua le départ des marchands et des capitaux, contraignant les populations à se replier à l'intérieur des terres pour vivre en autarcie en s'adonnant à l'agriculture et l'élevage, les seules ressources à leur portée.

Au cours du 19^e siècle et pendant la première moitié du 20^e, l'économie cap verdienne se tourna vers l'exportation de produits locaux (sel, rhum, sucre, tabac, café, colorants végétaux) autour du port de Mindelo appelé Porto Grande, qui constitua une escale importante entre l'Europe et l'Amérique du Sud. C'est à cette époque qu'est créée la banque nationale d'Outre Mer, et que s'est développé l'enseignement dans les colonies portugaises. Le Cap Vert était alors considéré comme partie intégrante de la nation portugaise. Mais les taxes imposées par le Portugal, les sécheresses persistantes, les modes archaïques de production agricoles conduisirent peu à peu le Cap Vert au déclin économique et commercial. Chaque crise climatique s'accompagne de son cortège de famines, et d'émigrants qui constituèrent autant de diasporas fixées en Afrique occidentale et en Europe.

A partir de 1961, se rebellèrent respectivement l'Angola, la Guinée Bissau et le Mozambique. Quatorze ans après, c'est-à-dire le 5 juillet 1975, le Cap Vert accéda à l'indépendance après une lutte de libération menée conjointement avec la Guinée Bissau par le biais d'Amilcar Cabral, après la révolution de 1974 au Portugal.

1.2.3 Relief et climat

Les îles du Cap Vert sont d'origine volcanique, ce qui est perceptible sur l'ensemble des îles, particulièrement sur l'île de Fogo qui présente un cône encore actif constituant le point culminant du pays. Mis à part les îles de Maio, Boa Vista et Sal, les plus orientales de l'archipel, le relief est en général très escarpé et culmine à des altitudes élevées (Fogo : 2898 m, Santo Antão : 1979 m, Santiago : 1394 m, São Nicolau : 1340 m). Les formes du relief sont caractérisées par l'activité volcanique ancienne (réminiscences cônes volcaniques, systèmes de caldeiras). On remarque les effets de l'érosion torrentielle et marine sur les roches présentant une résistance différentielle aux agents d'érosion, entraînant la formation de pitons et de crêtes ruiniformes, creusant des vallées encaissées jusqu'à la mer. Il en résulte

des pentes allant de 40 à 70% sur les zones cultivées, jusqu'à 120 % à l'amont des bassins versants.

Le climat du Cap Vert et particulièrement celui de Santiago a été largement abordé par Amaral (1964), par Soares (1957) qui l'a analysé sur la base de plusieurs classifications climatiques ainsi que Klug (1980), Ezequiel (1984) et Ferreira (1986, 1987). Ce dernier auteur l'a minutieusement étudié sur la base de son évolution durant les dernières décennies. Pareillement, Morel (1992) l'a analysé mais d'une façon plus générale conjointement avec le climat des pays du CILSS (Comité Inter-Etats de Lutte contre la Sécheresse dans le Sahel) pendant six années dans le cadre du programme AGRHYMET (Agriculture, Hydrologie et Météorologie). Le relief exerce une influence sur les climats, il y a souvent des brouillards sur les sommets orientés vers le Nord ou le Nord Est, qui reçoivent plus d'humidité que les zones plus basses. L'exposition au vent des différents versants montagneux introduit des nuances dans le climat, les zones les plus arides étant celles qui ont une exposition au Sud-ouest. Du fait des influences maritimes, les précipitations occultes (rosée) sont fréquentes. Le climat, facteur primaire de l'archipel, régule l'évolution des sols, du relief, de la végétation, du régime hydrologique, de l'occupation et du déplacement humains.

Dans un temps lointain, le climat contrôlait l'évolution démographique sur les îles ; aujourd'hui, bien qu'il ne remplisse plus ce rôle, il continue à marquer l'homme capverdien dans sa lutte pour la survie. Le facteur climatique le plus instable est la pluie, qui varie énormément d'une île à une autre. Les îles les plus montagneuses sont les plus arrosées comme par exemple : Santiago et Santo Antão, contrairement aux autres plus plates comme l'île de Sal où les précipitations moyennes annuelles sont en –dessous de 100 mm. Les autres facteurs climatiques notamment, la vitesse du vent, l'humidité relative, l'insolation varient faiblement par rapport aux précipitations (Tableau 9).

Un autre facteur marquant de la structure des pluies est leur forte intensité, une seule pluie peut constituer plus de la moitié, voire la quasi-totalité de la quantité d'eau reçue en un an. Ainsi, en 1984 il a été enregistré 640 mm d'eau en un seul jour, provoquant des dégâts d'environ 2 Millions d'USD (DGA, 2004). La période des pluies se concentre sur 3 mois : août, septembre et octobre, avec plus de 80 % des précipitations. Durant cette période la température est également plus importante, alors que les autres mois sont marqués par la sécheresse dans la mesure où le volume des précipitations ne dépasse guère les 10 mm. Les années de sécheresse sont celles où le Front Intertropical (FIT) responsable de la saison des

pluies n'atteint pas la latitude de l'archipel. Sur une période de près de 258 ans allant de 1718 à 1983, on relève 97 années de sécheresse plus ou moins prononcée, soit plus d'une année sur trois, avec 14 périodes de plus de 3 années sèches de sécheresse consécutive. Certaines de ces périodes sèches ont entraîné des famines dramatiques tout au long de l'histoire, la dernière ayant eu lieu entre 1947 et 1948 (Plan Directeur de Lutte contre la Désertification, 1985). Du fait de son contexte insulaire, le climat est nettement influencé par les caractéristiques des masses d'eau qui l'entourent et qui génèrent des altérations thermodynamiques des masses d'air qui les traversent (Amaral, 1964 ; Duarte, 1998). Les trois principaux courants océaniques qui atteignent l'Archipel : le courant maritime des Canaries, le Contrecourant Equatorial, dans le sens Amérique du Sud – Afrique et le Courant Sud Equatorial (Land, 1993). Selon, le National Adaptation Programme of Action on Climate Change (2007), quatre systèmes déterminent le climat au Cap Vert : les anticyclones subtropicales des Açores et de la Sainte Hélène, les basses pressions équatoriales, le courant maritime des Canaries et la dépression thermique.

Lorsque souffle l'harmattan (vent de l'Est provenant du Sahara), l'humidité peut baisser jusqu'à 10 % en quelques heures, causant des dégâts considérables sur la végétation (DGA, 2004).

Tableau 9 : Valeurs de certains paramètres climatiques de quatre îles du Cap Vert

Île	Station	T moy (C°)	Humidité relative (%)	Vitesse du vent (km/j)	Insolation (heures/j)	Précipitations (mm/an)
Santiago	Praia (64 m)	25,3	65,8	499,0	7,8	320,0
	Trindade (205 m)	24,2	76,1	361,0	8,0	
	São Jorge (300 m)	22,0	72,0	108,0	6,5	
	<i>Moyenne</i>	23,8	71,3	322,6	7,4	
Santo Antão	L. Santa (350 m)	21,9	75,0	189,0	5,0	350,0
	Corda (950 m)	18,3	60,0	221,0	7,9	
	Lagoa (1150 m)	17,2	73,0	232,0	7,8	
	<i>Moyenne</i>	19,1	69,3	214,0	6,9	
Sal	Sal (54 m)	23,7	72,0	620,0	4,8	75,0
<i>Moyenne Archipel</i>		22,5	70,2	470,4	6,9	246,4

Sources : INGRH, (2000) ; Sabino (2005).

1.2.4 Population

Selon, le recensement de 2000 (INE, 2000) pointe la population 436 000 habitants, la densité dépasse les 100 hab. / km² ce qui est particulièrement élevé pour un pays aride. Avec un taux d'urbanisation de l'ordre de 45 % et en tenant compte de la surface productrice accessible (y compris la surface pastorale extensive), on peut estimer que la pression sur les terres a atteint les 163 hab. / km². En se limitant aux surfaces cultivables et aux forêts de production, la pression sur les terres devient égale à 458 hab. /km².

La distribution de la population créole sur l'archipel est très irrégulière (**Figure 3**), plus de 83 % de la population se concentre uniquement dans trois îles : Santiago (55 %), São Vicente (17 %) et Santo Antão (11%) alors que les autres, excepte Fogo (8%), n'atteignent pas les 4% : Boa Vista, Brava, Maio, Sal et São Vicente.

Le taux de croissance qui était de 2,2 % pour la décennie 70, se situe aujourd'hui à 1,45 % malgré une diminution de la mortalité et une augmentation de la natalité (MPAR/FAO, 1994). C'est donc essentiellement l'émigration qui est responsable de la baisse de ce taux. Par ailleurs, la croissance de la population n'est pas également répartie dans toutes les îles. Elle est plus marquée dans les îles de Santiago, Sal et São Vicente, îles d'accueil des migrations internes. Tandis que, les îles de Santo Antão, São Nicolau et Brava enregistrent une décroissance de la population depuis les années 70.

La pyramide des âges est caractéristique des pays à croissance démographique rapide : 45 % de la population ont moins de 15 ans, 55 % ont moins de 20 ans. Les personnes âgées de plus de 65 ans ne représentent que plus 5,8 % de la population. La population active de plus de 15 ans représente 31 % de la population totale, avec un taux de sans emplois de près de 23 %.

Selon, une étude réalisée en 1994 (Banco Mundial, 199X) on estime que 30 % de la population est pauvre et 14 % très pauvre. Environ 70 % des pauvres et 85 % des très pauvres vivent en milieu rural.

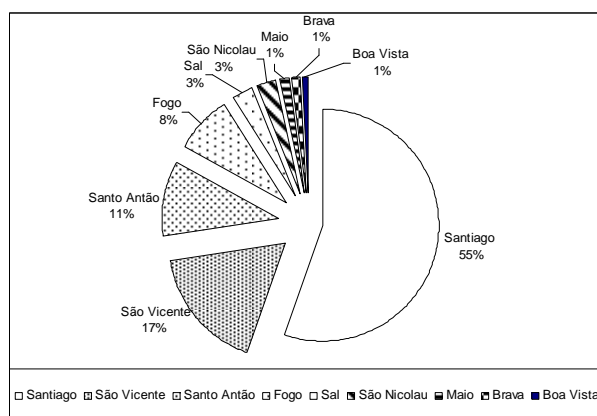


Figure 3 : Distribution de la population par rapport aux 9 îles habitées

1.2.5 Situation macro-économique

L'économie capverdienne est fortement conditionnée par la rareté des ressources naturelles, d'où sa dépendance vis-à-vis de l'aide internationale (sous forme de dons et de prêts) et des transferts d'argent qu'effectuent les capverdiens émigrés. L'aide extérieure contribue avec plus de 50% pour le financement des dépenses de développement. Si, on considère que la plupart du financement considéré « interne » est le résultat du recyclage d'aides spécifiques, notamment de l'aide alimentaire et de l'aide à la balance des paiements, le poids de la contribution extérieure pour le financement du développement serait supérieur à 90 %. En revanche, selon le PNUD (1998), le Cap Vert présente un indice de développement humain (IDH) nettement supérieur à certains États africains de la sous région mais, légèrement sous la moyenne des autres États insulaires (Tableau 10).

Tableau 10 : Variation de l'IDH en fonction des États et groupe d'États

États et groupe d'États	IDH
Cap Vert	0,677
Pays les moins avancés	0,430
Afrique sub saharienne	0,463
Sahel	0,406
Micros États insulaires	0,736
PALOPs	0,474

Source : PNUD - Rapport Mondial sur le Développement Humain. 1999/2003

1.2.5.1 Le secteur primaire

1.2.5.1.1 Agriculture

Agriculture pluviale

Les cultures pluviales sont caractérisées par des productions très aléatoires du fait des variations du régime des pluies. La principale culture est le maïs associé à des haricots. La patate douce, le manioc et la pomme de terre sont cultivés dans les zones d'altitude plus humides mais en association avec le maïs. La production de maïs en année normale ne couvre que 10% des besoins de consommation nationaux. En revanche, la production des haricots couvre environ la moitié des besoins (DGASP, 1997).

Agriculture irriguée

Elle est essentiellement développée dans trois îles : Santiago, São Nicolau et Santo Antão. La principale culture est la canne à sucre avec une production estimée à 18 000 tonnes, celle-ci servant essentiellement à la fabrication de rhum. La production des tubercules a dépassé les 9000 tonnes en 1995. Celle des produits maraichers a été estimée à 8600 tonnes pour la même année (M.A/GEP, 1996 ; DGASP, 1997).

Fruiticulture

La fruiticulture est essentiellement représentée par la banane en culture irriguée avec une production de 4500 tonnes en 1995. La production de tous les autres fruits tous confondus (agrumes, mangues, papayes, etc.) est estimée à 8 600 tonnes en 1990 (DGASP, 1997).

1.2.5.1.2 Elevage

La quasi-totalité des familles rurales pratiquent l'élevage qui est aussi affecté par la rareté des pluies. Cependant, on remarque une nette tendance à l'augmentation dans ce sous secteur. Ainsi, la production de viande est passée de 2722 tonnes en 1982 à 7238 tonnes en 1993. On dénombre en 1994, 21 883 bovins, 112 331 caprins, 9216 ovins, 70 011 porcins, 14 000 équidés (principalement des ânes) et 420 833 volailles (DGASP, 1997).

1.2.5.1.3 Pêche

La pêche est considérée comme un sous-secteur prioritaire pour le développement de l'économie capverdienne. La mer est la meilleure ressource naturelle du Cap Vert pour une Zone Economique Exclusive (ZEE) de 734 265 km² (Bravo de Laguna, 1985), dont le potentiel

est estimé à 43 000 – 50 000 tonnes. De ce potentiel, moins de 20 % sont actuellement exploités.

1.2.5.2 Le secteur secondaire

Par des raisons structurelles, le secteur industriel est diversifié et il a une faible participation dans le contexte économique nationale. Il possède un nombre réduit de branches avec une faible connexion entre eux et présente un développement limité par une insuffisance de ressources naturelles, par les coûts de l'eau et de l'énergie et par une faible qualification de la main d'œuvre. Le marché interne est réduit dû à l'inexistence d'une tradition industrielle. Selon la Direction des Services de l'industrie, jusqu'à décembre 1995 Santiago avait 107 unités industrielles (60%), S.Vicente 52 (29%), l'île de Sal 12 (7%) et les 4% restants se trouvaient dans les autres îles (SEPA, 1997).

1.2.5.3 Le secteur tertiaire

Ce secteur qui englobe le commerce, les hôtels, les restaurants, les banques, les transports, les habitations, les assurances et les services publics, est celui qui enregistre le plus d'essor tant au niveau de l'absorption de la main d'œuvre qu'au niveau de la formation du Produit Intérieur Brut (**Tableau 11**).

Tableau 11 : Contribution des secteurs d'activité dans l'absorption de la main d'œuvre et à la formation du PIB

Secteur d'activité	Contribution à l'absorption de la main d'œuvre (%)	Contribution à la formation du PIB (%)
Primaire	24,5	17,7
Secondaire	24,3	17,2
Tertiaire	51	57,8

Source : Documento de Posição Nacional, Comissão Nacional Preparatória da Cimeira Mundial sobre a Alimentação, Cabo Verde, 1996.

1.2.6 Analyse des ressources naturelles

1.2.6.1 Les sols et leurs utilisations

Les sols au Cap Vert sont en général peu développés, présentant des horizons pédologiques peu différenciés : sols minéraux bruts et sol peu évolués (xérosols, régosols, lithosols) représentant plus de la moitié des sols du pays, lesquels sont formés sur des substrats

volcaniques de nature variable : basaltes, scories, tufs volcaniques, trachytes et andésites. A l'est de l'archipel sur les îles peu accidentées, on peut trouver des substrats rocheux d'origine calcaire. Dans les zones plus humides moins affectées par l'érosion et sur les plateaux à la géomorphologie plus ancienne, on peut trouver des sols présentant des horizons plus différenciés. Les sols sont généralement peu profonds et assez pierreux, particulièrement sur substrat basaltique, et sur les fortes pentes où ils sont mêlés aux éboulis, conséquence du climat, de l'érosion et des pratiques culturelles, les sols présentent des teneurs très réduites en matière organique. Du fait de la nature volcanique du substrat rocheux, le pH est neutre à alcalin, avec de basses teneurs en potasse et une haute rétention du phosphore dans les sols. La capacité d'échange est satisfaisante sur les plateaux où la teneur en argile est assez forte, et ce malgré la rareté de la matière organique. Celle-ci, est en revanche faible sur les sols plus sableux. Du fait de leur nature volcanique, les sols sont relativement peu érodibles à l'état naturel, car ils sont protégés par une pellicule de graviers et matériaux fins. Ces sols en revanche présentent pas mal de potentialités (Tableau 12).

Tableau 12 : Potentialités d'occupation du sol dans les îles du Cap Vert

<i>Potentialités</i>	<i>Surface (ha)</i>	Superficie du pays (%)
Terres cultivables	38 969	
irrigables	3350	9,7
pluviales	25 827	
agro-sylvo-pastorales	9 792	
Terres sylvo - pastorales	55 457	
Forêts de production	9 050	13,7
Forêts de protection	46 407	
Domaine pastoral extensif	87 164	21,6
Terres incultes	217 110	53,8
TOTAL	398 700	98,8

Source : Cap Vert, 1992. Rapport pour la Conférence des Nations Unies sur l'Environnement et le Développement, Rio de Janeiro.

Le potentiel des terres sous cultures pluviales est en général exploité à plus de 90%, alors que 56% de ces terres ne possèdent aucun dispositif de protection des sols contre l'érosion. Corrélativement, seulement 73 % des terres sous cultures irriguées sont effectivement mises en culture, avec une optimisation assez faible des ressources hydriques et des techniques d'irrigation souvent peu appropriées. D'où un important potentiel à développer sur ce type

de terres. Le régime foncier actuel est une survivance du système de gestion des terres pratiquées dans le passé. Dès les premiers temps de l'occupation coloniale, les grandes propriétés initiales ont été parcellisées et cédées à des paysans en régimes de fermage et métayage. A Santiago la plupart des meilleures terres ont été acquises par hypothèque et ensuite vendues par la Banque Nationale d'Outre Mer. Les nouveaux propriétaires ont pratiqué les mêmes régimes (métayage et fermage en petites parcelles). Pendant, la dernière grande famine, on a assisté à une vente anarchique des terres, rachetées par des émigrés et des familles aisées. Actuellement, Santiago est l'île la plus morcelée, avec une dominance du fermage. Tandis qu'à Santo Antão et à Fogo, le métayage est le plus fréquent. Ces différentes formes d'exploitation des terres ne favorisent pas un investissement ni foncier ni forestier.

Selon, les données du recensement agricole de 1988, l'exploitation en faire valoir direct représente 41 % des terres sous cultures pluviales sur l'ensemble du territoire, le métayage 19 %, le fermage 29 % et l'usufruit et les autres formes 11 %.

Pour les terres mise en cultures irriguées, la situation se présente comme suite : faire-valoir direct avec 50 %, métayage 20 %, fermage 16 %, usufruit et les autres formes 16 %. (MAA-GEP, 2004). La grande majorité des exploitations ou parcelles appartient aux propriétés privées, qui détiennent plus de 80 % des terres (Figure 4).

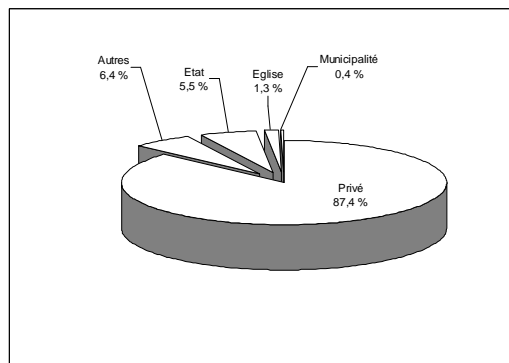


Figure 4 : Les différentes formes de propriétés des terres existantes au Cap Vert

1.3 APERÇU GÉOLOGIQUE, GÉOMORPHOLOGIQUE, CLIMATIQUE, HYDROLOGIQUE ET PÉDOLOGIQUE DE L'ÎLE DE SANTIAGO

1.3.1 Géologie

Santiago à l'instar des autres îles de l'archipel est d'origine volcanique. Serralheiro (1976) a mis en évidence six grandes phases d'éruptions qui sont à l'origine de la formation de Santiago :

1.3.1.1 Le substratum anté-Miocène

Les roches volcaniques les plus anciennes sont antérieures au Miocène et forment le soubassement de l'île. Ce sont des basaltes, des basanites, des roches ultrabasiques. Un des caractères communs à toutes ces roches basaltiques est leur forte altération dans la masse. On peut les apercevoir souvent, dans le fond des ravines à basse altitude, sous forme d'arènes basaltiques. Leur perméabilité est très faible, de sorte que ces formations jouent le rôle de substratum imperméable pour les nappes phréatiques.

1.3.1.2 Les formations de Flamengos

Cette phase essentiellement effusive survient au Miocène après l'arasement à peu près complet des édifices formés au cours des phases anté - Miocène. De puissantes coulées basaltiques et phonolithiques se mettent alors en place et se forment même parfois en milieu marin (pillow lava). Près des côtes, des formations de plages s'intercalent entre coulées (conglomérats à galets très arrondis avec des passés calcaires fossilifères). Des édifices volcaniques phonolitiques voire trachytiques, des scories et des roches pyroclastiques diverses se succèdent pour former ces édifices (Monte Graciosa, par exemple).

1.3.1.3 Les formations continentales d'Orgãos

Au cours de la phase qui suit, la plupart des édifices volcaniques ainsi formés, mais aussi les résidus des édifices des phases anté-Miocène sont altérés et particulièrement démantelés.

Dans la région d'Orgãos Pequenos, ces matériaux mobilisés par l'eau sous forme de coulées boueuses, de lahars, d'éboulis, de formations de pente et autres cônes de déjections s'accumulent dans le pré-cirque de Ribeira Seca. Ils donnent ainsi naissance à une très épaisse formation continentale dénommée formation d'Orgãos que l'on retrouve à maints endroits dans l'île (mais jamais aussi développée que dans le bassin de Ribeira Seca).

C'est donc une grande originalité de ce bassin hydrographique, que l'extension et la grande épaisseur de cette formation.

Il s'agit globalement de conglomérats très hétérogènes dans la nature des matériaux constitutifs : arènes basaltiques, cendres volcaniques, scories, blocs de basaltes pourri ou non. Ils sont aussi très hétérométriques : blocs décimétriques, graviers, sable. De plus, la répartition de tous ces matériaux est très hétérogène puisque par endroit les éléments grossiers dominent tandis qu'en d'autres points on a seulement des éléments fins. Enfin, le degré de cimentation est très variable : certaines zones sont très indurées tandis que d'autres restent très peu cimentées ; ces derniers semblent, et de loin, les plus répandues, alors que les autres arment le relief, donnant ainsi des ruptures de pentes, soulignant ailleurs les lignes de crêtes locales.

Mais, ce qui doit être souligné est, d'une part, l'altération profonde des matériaux, d'autre part la facilité avec laquelle ils s'arénisent sous l'effet des agents atmosphériques. Cette formation de « Orgãos » se conduit donc le plus souvent comme une roche tendre facile à inciser, finement perméable. Il résulte de ces propriétés l'apparition de versants très marqués par une forte densité d'axes d'écoulement et une grande rapidité de météorisation des matériaux (transformés en horizons C) lorsqu'ils sont mis en affleurement.

1.3.1.4 La phase effusive de Pico da Antonia

Cette phase survient à la fin du Miocène et au début Pliocène. Il s'agit d'éruptions essentiellement effusives qui ont mis en place de très nombreuses coulées d'épaisseur métrique. Ces coulées de type « AA » sont séparées les unes des autres par des scories de dégazage. Il en résulte qu'en coupe, l'aspect général de cet ensemble est celui d'un énorme millefeuille qui n'est pas sans rappeler la structure des trapps du Deccan. Les falaises qui dominent la vallée de São Domingos sont caractéristiques à cet égard. Cette structure largement feuilletée est favorable au stockage de l'eau et, de ce fait, c'est bien dans ces formations que se situent les plus grandes réserves phréatiques de l'île.

Mais cette phase essentiellement hawaïenne a aussi connu des épisodes volcaniques paroxysmiques qui ont été marqués, soit au tout début de la phase, soit au cours de plusieurs intermèdes, par l'émission de cendres et de scories autour des principales cheminées. Le voisinage de Pico da Antonia est typique à cet égard.

La nature des roches est assez variable au niveau du début mais pour l'essentiel ce sont des roches basiques : des basaltes et des basanites. Les phonolites, les trachytes sont présents mais peu communs, de même que les limburgites ou les roches ultrabasiques. Comme pour les formations de Flamengos, une partie des coulées est arrivée ou a été émise en mer.

Ainsi, au cours de cette phase la grande île du Sud s'est rattachée à la petite île du nord, formant ainsi la presqu'île de Tarrafal. Les formations volcaniques sont ainsi intercalées par avec des conglomérats formés par de gros galets de plage ou des calcaires fossilifères. De tels types de formations de plage sont très visibles en aval de la vallée de Ribeira Seca et notamment à Pedra Badejo.

L'extension géographique des formations de Pico da Antonia est considérable puisque que ces immenses coulées recouvrent la presque totalité de l'île. Cependant, l'aspect de ces formations change considérablement en s'éloignant du massif du massif d'émission principal et central. En aval les coulées forment d'immenses langues, surfaces structurales appelées ici achadas qui ne sont autres que des planèzes. Ces surfaces structurales sont plus où moins disséquées par de profonds ravins : les ribeiras (oueds ou cours d'eau).

1.3.1.5 La phase volcanique d'Assomada

Après une période de repos, le volcanisme a repris dans la région de Santa Catarina à la fin du Pliocène. Cette phase volcanique fut à la fois explosive et effusive de type strombolien. Elle est donc marquée par des appareils mixtes faits de gros cônes de scories encore bien discernables et de larges coulées de basaltes ou de basanites qui forment autant d'achadas. Comme pour les achadas des formations du Pico da Antonia, ces formations structurales sont plus ou moins disséquées.

1.3.1.6 La phase volcanique de Monte Vaca

La dernière phase d'éruption volcanique est récente : elle date probablement du Quaternaire moyen. C'est une phase essentiellement explosive ne montrant que de très

courtes coulées basaltiques. Les cônes volcaniques ainsi édifiés sont composés en majeure partie de scories noires mais qui, du fait d'une altération récente, ont un aspect superficiel rouge. Ces édifices sont bien conservés et se présentent comme autant de pustules rougeoyantes posées par-dessus toutes les autres formations et dispersées sur l'ensemble de l'île. Les cratères sont le plus souvent égueulés.

Selon, Bebiano (1932), les basaltes et les produits pyroclastiques (brèches, lapilli et tufs) occupent 92% de la superficie de l'île. Les limburgites, basaltes porphyriques, avec des phénocristaux d'augite et labradors représentent 5 %, alors que les autres formations de phonolites, tétrites, calcaires et autres occupent 3 % de la superficie.

La présence de roches sédimentaires calcaires, parfois avec des épaisseurs considérables, constituées de conglomérats, brèches et grès calcaires entre les formations basaltiques, démontre que l'île de Santiago fut partiellement submergée durant les ères antérieures. De telles formations sont observables en sommet au niveau des proximités de la ville de Praia et des baies de São Francisco et de Tarrafal. Cette présence des formations sédimentaires fossilifères dans de telles positions et parfois nettement au-dessus du niveau de la mer démontre que Santiago s'est élevée par isostasie (De Faria, 1970).

1.3.2 Géomorphologie

L'île de Santiago a une cinquantaine de kilomètres de long et une vingtaine de kilomètres dans sa partie la plus large. Elle s'est formée à la suite de la soudure récente (phase effusive de Pico de Antónia) une grande île au Sud et d'un ilot au Nord. C'est justement ce massif de Pico de Antónia qui a pesé le plus dans la formation de l'île (De Faria, 1970).

Entièrement volcanique, elle est fortement entaillée par de nombreux ravins, les ribeiras (oueds). Au pied des massifs montagneux (le Pico da Antonia et la Serra Malagueta) les têtes de bassins versants, se présentent comme des cirques avec des à-pics vertigineux. Ils sont localement couverts, dans les zones moins pentues, par des formations de pente, des éboulis du Quaternaires moyen et récent.

Plus en aval, les bassins hydrographiques sont subdivisés en une infinité de petits axes d'écoulement profondément incisés dans la montagne, particulièrement dans les formations pyroclastiques tendres et les formations d'Orgãos. Ils sont séparés par de longues crêtes étroites (les « cutelos » en terme créole). Dans les zones les plus humides, ces versants sont

parfois le siège de mouvements de masse. Localement quelques coulées boueuses ont été observées dans le grand bassin de Ribeira Seca (Marques, 1981).

En se rapprochant de la côte, ces crêtes s'élargissent et font place à de larges surfaces structurales (les achadas) plus ou moins démantelées mais dans lesquelles le réseau hydrographique s'incise très profondément en ravins à parois sub-verticales. Le fond de ces vallées, parfois de véritables canyons, présente des replats alluviaux, la plupart d'origine torrentielle, tandis que d'autres, d'origine marine, n'occupent le plus souvent que la plage actuelle. De l'amont vers l'aval ces alluvions récentes deviennent de plus en plus fines (INIDA-CIRAD, 1995).

1.3.3 Climat

Au Cap Vert, l'effet combiné des paramètres physiques (altitudes et orientation) et climatiques (températures et évapotranspiration), altèrent plus ou moins sérieusement les différents aspects des précipitations. Le régime hydrologique, est fortement marqué par les pluies, qui sont les principales sources d'alimentation des cultures et des nappes.

1.3.3.1 La température

D'après les données de la station météorologique de Praia (extrême Sud de l'île de Santiago), la température moyenne maximum de 1970-2009 varie très peu en fonction du temps. En effet, elle comprise entre 27,5°C et moins de 30, 5 °C. (**Figure 5**).

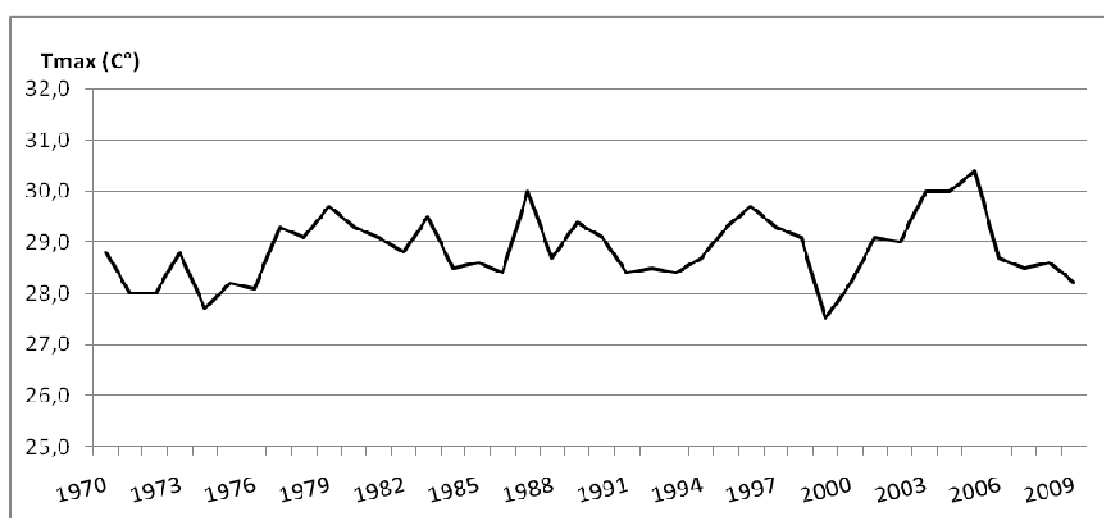


Figure 5 : Variation de la température moyenne maximum (C°), Station de Praia.

1.3.3.2 Vents

Le régime des vents est nettement dominé par les vents du nord et nord est (les alisés) chargés d'humidité qui se manifestent entre octobre et juin, alors qu'entre juillet et septembre peuvent souffler les vents du sud et de l'ouest (Amaral, 1964) responsables des précipitations. Une autre masse d'air continentale plus chaude et sèche, provenant de l'est particulièrement en d'octobre à juin mais, avec une fréquence et une durée réduites. Les principaux vents dominants en fonction des masses d'air sont : 1) l'alizé maritime de direction Nord Est ; 2) l'alizé continental ou harmattan, de direction Est ; 3) l'invasion d'air polaire, de direction Nord ; 4) la mousson du Sud Est africain et enfin 5) les perturbations tropicales ou cyclones qui naissent au Nord (Pina et al., 2005).

1.3.3.3 Évapotranspiration

La forte insolation sur l'archipel se manifeste notamment sur les pertes d'eau des terres vers l'atmosphère au détriment du système hydrologique. D'après, l'INGRH, (2000) et Pina et al., (2005), 67 % des eaux de pluie se perde par évaporation. L'évapotranspiration potentielle (ETP), du fait de l'orographie, diffère sur l'ensemble de l'île. Les terres des régions les plus arides, comme par exemple Praia, présentent des valeurs nettement plus prononcées que celles des régions montagneuses, par exemple São Jorge, où l'ETP tourne autour de 1180 et 1559 mm (Tableau 13).

On constate que la formule de Penman qui prend en considération et la vitesse du vent et l'insolation, est la plus utilisée pour le Cap Vert pour calculer l'ETP. Néanmoins, certains auteurs prétendent que cette méthode sous estime l'ETP durant les mois humides (INGRH, 2000). Selon, les études effectuées par INIDA/CIRAD-CA (1994), l'ETP médiane de la période 1981-1990 montre que l'ETP diminue au fur et à mesure que l'on s'élève vers les massifs montagneux à l'intérieur de l'île. En outre, en raison de la forte humidité liée à la proximité des rivages (effet littoral), l'évapotranspiration en zone côtière est relativement faible. Néanmoins, l'ETP atteint sa valeur maximale autour de 200 m d'altitude. Cette zone, la plus sèche de Santiago, forme une large bande, d'autant plus large et homogène qu'on se situe au Sud et à l'Ouest de l'île (zone des grandes planèzes). Pour une même altitude, l'ETP est plus faible dans la zone au vent que dans la zone sous le vent : 0,5 à 1 mm par jour (Tableau 14).

Tableau 13 : Valeurs d'ETP (mm) obtenues au niveau de 8 stations

Île	Station	Climat/ Exposition	ETP (mm)	Formule	Auteur	Période
Santiago	Trindade_ Plateau	Aride au vent	1650	Penman	INIDA/CIRAD/IITC	1981-1989
			2182	ND	Sabino	ND
			1717.8	ND	MAAP/DGA	ND
	São Jorge_ Pied de cirque	Subhumide au vent	1180	Penman	INIDA	1981-1989
			1559	ND	Sabino	ND
			1242.1	ND	MAAP/DGA	ND
	Santa Cruz_ Littoral	Aride au vent	1313.4	ND	MAAP/DGA	ND
			1145	Penman	INIDA/CIRAD/IITC	1981-1989
	Praia_ Plateau	Aride au vent	2354	Penman	Reis Cunha	30 ans
			2610	ND	Sabino, 2002	ND
	São Domingos_ Fond de vallée (247 m)	Aride au vent	1450.5	ND	MAAP/DGA	ND
	São Francisco (104 m)	Aride au vent	1591.4	ND	MAAP/DGA	ND

Sources : INIDA-CIRAD-IITC, (1994) ; MAAP/DGA (2004) ; Sabino, (2002); Reis Cunha, (1960)

ND : Non Défini

Tableau 14: ETP Penman à Santiago (mm/j) période des pluies 1981-1992

Stations	Environnement	Terme radiatif (mm/j)	Terme advectif (mm/j)	ETP (mm/j)	ETP (mm/an)
Au vent					
Santa Cruz	Littoral	2,1	0,8	2,9	1058,5
São Domingos	Fond de vallée	2,2	1,2	3,4	1241,0
São Jorge	Pied de cirque	2,0	0,7	2,7	985,5
Sous le vent					
Chão Bom	Littoral	2,3	1,4	2,9	1058,5
Trindade	Littoral	2,5	1,8	3,7	1350,5
Thelal	Fond de vallée	2,1	1,0	3,1	1131,5
Assomada	Plateau	2,2	0,7	4,3	1569,5

Source : INIDA/CIRAD-CA, 1994.

1.3.3.4 Précipitations

Les précipitations représentent, l'élément climatique le plus capricieux et insaisissable du climat capverdien. Si elles ne sont pas au rendez-vous, au moins 45 % de la population rurale de l'archipel vit en détresse. Toute la vie paysanne créole tourne autour des pluies de la mousson.

Une des particularités des pluies, au Cap Vert, est leur hétérogénéité spatiale et temporelle. Les zones basses ou littorales qui ceignent l'île sont plus arides avec des précipitations inférieures à 600 mm et des moyennes inférieures à 200 mm (Figure 6). En revanche, les précipitations des zones montagneuses peuvent même dépasser les 1000 mm et avec une précipitation moyenne supérieure à 450 mm (Figure 7). Néanmoins, toutes zones confondues, une année peut recevoir énormément de pluies et l'année d'après c'est pratiquement la sécheresse. Depuis, la fin des années 60, on constate sur l'île de Santiago une forte recrudescence des précipitations.

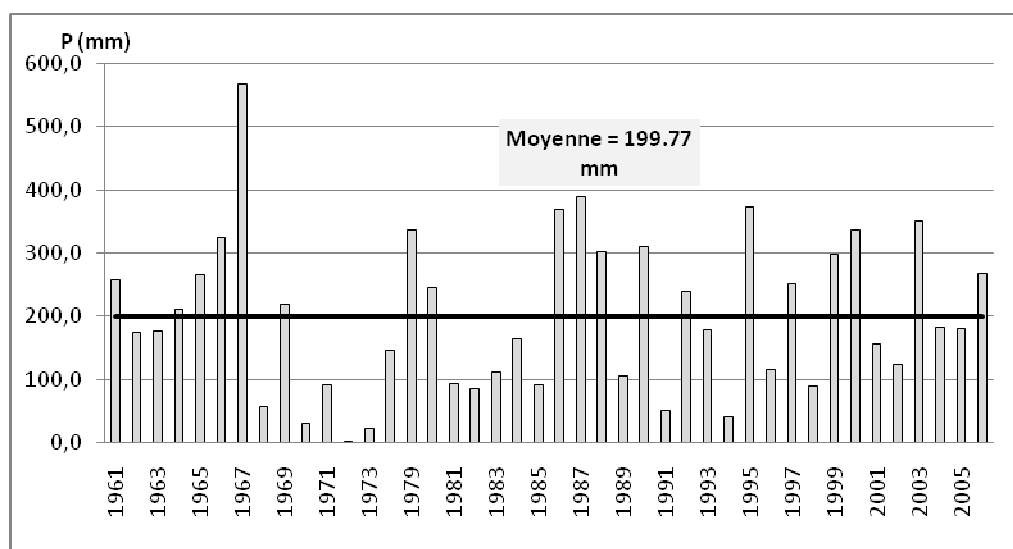


Figure 6 : Variation des précipitations annuelles de 1961 à 2005_ Poste de São Francisco en zone littorale

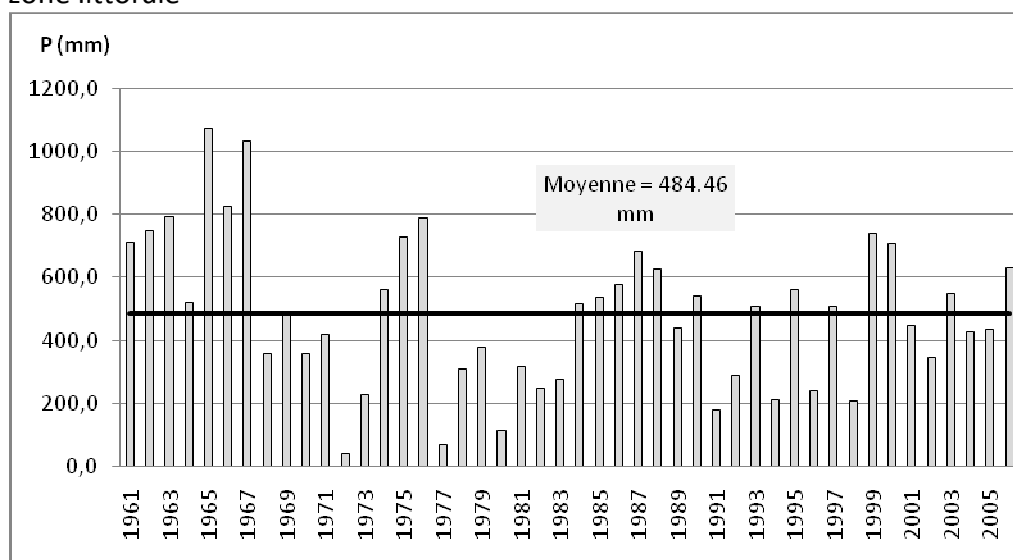


Figure 7 : Variation des précipitations annuelles de 1961 à 2005_ Poste de Curralinho à 800 m d'altitude

1.3.4 Ressources en eau

1.3.4.1 Aperçu hydrologique

L'une des ressources de base la plus rare à Santiago comme sur l'ensemble des autres îles de l'archipel est l'eau. Cette limitation représente un sérieux obstacle pour le développement de l'économie de l'île de Santiago, dont les sources d'eau représentent plus de 45 % de l'archipel, sont au nombre de 1689 (Tableau 15), certes importantes par rapport aux autres îles mais arrivent difficilement à satisfaire les besoins de la population de l'île. D'après, les estimations de l'INGRH (2000), les eaux superficielles varient entre 56,6 et 138,4.10⁶ m³ nettement plus importantes que celles souterraines qui sont inférieures à 56. 10⁶ m³ (Tableau 16).

Tableau 15 : Quantification des différentes sources d'eau

Région	N°				Débit exploité (m ³ /jour)			
	Sources	Puits	Galeries	Total	Sources	Puits	Galeries	Total
Santiago	927	579	183	1689	23740	15072	15177	53989
Total	2304	1173	238	3715	58646	22743	18020	99409

Source: Livro Branco, 2004 (Esquema Director dos Recursos Hídricos, 1993, adaptation de: Emanuel Monteiro – 1989)

Tableau 16: Estimation des ressources en eau par divers organismes (Millions m³/an)

Eaux superficielles			Eaux souterraines			
PNUD	Plan Directeur	Japon	Burgeap	PNUD	Plan Directeur	Japon
108,0	56,6	138,4	21,9	55,0	42,4	39,4

Source: INGRH (2000)

Selon, INGRH (2000), le schéma hydrogéologique est constitué de quatre secteurs :

Série de base. Elle est constituée par des formations volcaniques de base les plus anciennes, caractérisées par de fortes altérations à l'affleurement. Ces formations très compactes et recoupées de filons forment le substratum imperméable des principales aquifères de l'île de Santiago.

Série intermédiaire : Principal réservoir aquifère de l'Archipel du fait : 1) forte épaisseur, 2) coefficient de stockage assez élevé, 3) drainage limité des réserves engendré par la faible perméabilité de la formation. Le taux d'infiltration de cette série est important.

Série récente : Cette série, que l'on retrouve dans les régions de relief accentué, est caractérisée par une perméabilité allant de forte à très forte. Les affleurements de lave et des formations pyroclastiques constituent des zones privilégiées d'infiltration au niveau desquelles l'écoulement superficiel est limité.

Les formations drainantes : Elles sont constituées par trois types de structures : i) des « pillow-lavas » à la base de la série intermédiaire, ii) des alluvions quand elles sont très épaisses et iii) des brèches.

1.3.4.2 Hydrologie

Du fait de son caractère climatique sahélien, il n'existe pas dans l'île de Santiago des cours d'eau superficiels permanents. Ces derniers drainent de l'eau que durant la période humide. La combinaison entre l'orographie associée à l'agressivité des pluies et au faible couvert végétal de l'île de Santiago fait que les écoulements superficiels en période de crue sont de type torrentiel. Cette forte cinétique d'écoulement facilitée par les versants à pique réduit fortement le degré d'infiltration des eaux de pluie d'où une recharge limitée des nappes en période de fortes pluies. Ces deux facteurs : fort écoulement superficiel et faible recharge des nappes lorsqu'ils s'associent avec l'évaporation rend la disponibilité en eau assez critique dans l'île. Fernandpoullé (1975) a utilisé la méthode de la courbe de sol du département de conservation du sol des USA, corrigé avec la formule du bilan chimique du chlore pour quantifier les principales voies que prend l'eau des précipitations. Ainsi, l'écoulement superficiel, l'infiltration et l'évaporation réelle, pour l'île de Santiago sont respectivement de: 49, 34 et 17 % (Tableau 17).

Tableau 17: Ressources hydriques et bilan hydrologique de l'île de Santiago

Précipitation		E réelle*		Ecoulement superficiel			Infiltration		
$mm.an^{-1}$	$10^6 m^3.an^{-1}$	$mm.an^{-1}$	%	$mm.an^{-1}$	$10^6 m^3.an^{-1}$	%	$mm.an^{-1}$	$10^6 m^3.an^{-1}$	%
320	317	157	49	108	108	34	55	55	17

Source : Fernandpoullé (1975)

*Evaporation réelle

Pour compenser la limitation des faibles ressources hydriques de l'île de Santiago, l'État a opté, pour la désalinisation de l'eau de mer. Ce qui a permis la production de plus de $430.10^3 m^3$ d'eau annuellement (Tableau 18). Cette eau est essentiellement destinée à

l'approvisionnement des familles. Avec, la construction du nouveau barrage hydro agricole de l'île de Santiago et de l'archipel en général, le secteur agricole bénéficie de plus de 100.10^6 m^3 qui va jouer un rôle notoire dans la compensation du bilan négatif en période sèche (Tableau 19).

Tableau 18: Production et caractéristiques des différentes unités de désalinisation au Cap Vert en 1998.

Île	Unité de désalinisation	Production	
		m ³ /an	m ³ /heure
Santiago (Praia)	MVC/I 1250	226 953	47,38
	MVC/II 1250	207 143	44,96
TOTAL		434 096	92,34

Source : ELECTRA (Entreprise de production d'électricité et d'eau)

Tableau 19: Bilan des ressources et des nécessités de l'Archipel ($10^6 \text{ m}^3/\text{an}$) estimées en 2005

Île	Nécessités				RTE*		Bilan	
	Eau potable	Irrigation/ Elevage	Industrie	Autre	Années humides	Années sèches	Années humides	Années sèches
Santiago	1363	18 131	0,161	1,96	26	16,5	+ 4,385	- 5,115
Total pays	3 022	46 102	0,322	8,11	65	44	8,887	-13,578

Source : CNAG/INGRH, 1992.

*Ressources techniquement exploitables

1.3.5 Pédologie

Les sols de l'île de Santiago, selon la classification de Faria (1970) se regroupent en 5 classes (Tableau 20). La classe des inceptisols ou sols bruns représente plus de 30 %.

1.3.5.1 Les inceptisols et les sols peu évolués d'érosion

Ils sont le plus souvent caillouteux et à terre fine sableuse, issue de la fragmentation (ou arénisation) de cendres et de scories volcaniques. Du fait de l'érosion intense sur ces sols alliée à la rareté de la végétation, la différenciation de ces sols est très limitée (Bertrand et al., 1994)

1.3.5.2 Les sols isohumiques

On les retrouve surtout dans les zones de pente relativement faible, sur les planèzes. On les observe aussi sur les zones concaves des versants en pente forte de 20 à 40 %, parfois plus (Bertrand, 1993). Ce sont des sols bien développés caractérisés par la diminution très progressive des teneurs en humus en profondeur. Ces sols sont généralement bien pourvus en nutriments, d'autant que la roche mère volcanique est riche en bases et que les argiles ont de fortes capacités de stockage en éléments minéraux. Néanmoins, ces sols à texture limoneuse, bien structurés en profondeur, développent en surface des pellicules de battance sous l'effet de l'énergie cinétique des pluies, d'où un fort ruissellement et des taux d'infiltration faibles. Ainsi, l'aridité du milieu et la torrencialité des cours d'eau temporaires augmentent.

Tableau 20: Classification des sols de Santiago (Classification française)

Classe	Sous-classe	Groupe	Sous-groupe	%
Inceptisols ou Sols bruns (A)C	Non climatiques	D'érosion	Lithosols (<i>Entisols</i>)	30,7
		De dépôts	Régosols (<i>Xeropsamments</i>)	
			Alluviosols	0,3
Sols peu évolués (AC)	Non climatiques	D'érosion	Litholiques (<i>Inceptisols</i>)	10,8
Sols isohumiques	Complexe quasi saturé principalement en calcaire	Châtains (Mollisols)	Normaux	8,4
			Rubéfiés	
			Vertiques	
		Marrons sub-arides (Aridisols)	Normaux	7,9
			Rubéfiés	
			Vertiques	
			Encroûtés	
Sols ferrugineux	Sols ferralitiques (<i>Alfisols</i>)	Paraferalutiques (<i>Rhodoxerales</i>)	P. rouges	1,5
Vertisols (<i>Vertisols</i>)				2,9

Source : De Faria, 1970.

En italique et entre parenthèse on retrouve le nom du sol dans la « soil taxonomy »

De Faria (1970), a pu identifier deux types de sols isohumiques dotés de plusieurs variantes: normaux, rubéfiés (de couleur rouge), vertiques (structure prismatique des horizons

profonds) où à croute calcaire, suivant la couleur, la structure des horizons profonds ou la présence d'accumulations de calcaire en profondeur sous forme d'encroutements :

1.3.5.3 Les sols châtaîns (Mollisols)

Ils sont caractérisés par des teneurs en matière organique dépassant les 1,8 % dans les 20 premiers centimètres, se trouvant essentiellement dans les zones d'altitude avec des profondeurs allant de 40 à 100 cm.

1.3.5.4 Les sols marron (Aridisols)

Sols moins riches en humus (0,8 à 1,8 %), sont plus communs à basse altitude. Ces sols sont moins profonds que ceux châtaîns (40 à 50 cm).

1.3.5.5 Les sols ferralitiques

Ils occupent des surfaces très réduites. Ils ont été observés essentiellement en zones d'altitude les plus humides. Ces sols rouges souvent lithochromes, sont généralement caractérisés par une pauvreté minérale native.

1.3.5.6 Les vertisols

Ces formations font parties des sols les moins représentatifs dans l'île avec moins de 5 %, observés à basses altitudes sur des zones à pente faible (planèzes ou basaltes anciens très altérés). Ils sont caractérisés par leur teneur en argile assez conséquente au moins 30% et une capacité d'échange cationique élevée, ce qui confère à ces sols une propriété de changer de volume en fonction de l'humidité. L'alternance des phases de gonflement (en période humide) et de rétraction (en période sèche) engendre sur ces sols un micro relief ondulé appelé gilgai (Duchaufour, 1997).

1.4 LA DÉSERTIFICATION ET LA DÉGRADATION DES TERRES SUR L'ÎLE DE SANTIAGO

1.4.1 La désertification

Le terme désertification correspond pour certains auteurs à un état du milieu : la manifestation de conditions désertiques, terme ultime de la dégradation des terres (Rapp, 1974 ; Ahmed & Kassas, 1987 ; Mainguet, 1995). Lors de la Conférence Internationale à Nairobi en 1977 sur la désertification des terres, les Nations Unies ont proposé la définition suivante : « La désertification est la diminution ou la destruction du potentiel biologique de la terre et peut conduire finalement à l'apparition de conditions désertiques. Elle est l'un des aspects de la dégradation généralisée des écosystèmes » (Cornet, 2002). D'autres, (Rozanov, 1982 ; Dregne & Chou, 1993...) considèrent que le terme de désertification définit le processus de dégradation des sols et de la végétation entraînant progressivement une perte de la productivité réversible ou non. Katyal et Vlek (2000) proposent que l'on considère comme affectées par la désertification, les terres dont, la perte de productivité est supérieure à 15 %.

Avant d'entrer dans le but du sujet, il semble juste de faire la cartographie de la végétation sur l'Archipel avant son anthropisation. Quand les premiers colons arrivèrent au Cap Vert il y a environ 500 ans autrement dit vers 1450-1460 (soit environ 40 ans avant la découverte de l'Amérique), ils ont trouvé sur place une végétation beaucoup plus exubérante qu'actuellement. D'après, Chevalier (1932), en 1456, Santiago était une île couverte d'arbres car vers 1930 on y trouvait encore d'importants peuplements naturels de *Faidherbia albida* et *Ficus gnaphalocarpa*. Au niveau des parties basses des îles de l'Archipel, selon le même auteur, on y trouvait des espèces sahélo soudanaises bien avant l'arrivée de l'homme : *Faidherbia albida*, *Ficus gnaphalocarpa*, *Cailliea glomerata*, *Zizyphus jujuba*, *Calotropis procera*, *Cocculus pendulus* et *Grewia villosa*. Toutes les hautes vallées étaient encore occupées lors de la découverte par des forêts assez denses de *Dracaena*, de *Sideroxylon*, de *Ficus*, d'*Echium* et d'*Euphorbes* qui avaient accumulé un sol noir très humifère, non latéritisé

et suffisamment riche en eau. Les conditions de vie dans les îles étaient qualifiées de paradisiaques (Chevalier, 1932).

Quand les premiers colons arrivèrent au Cap Vert il y a environ 500 ans, autrement dit vers 1460-1462 (soit environ 40 ans avant la découverte de l'Amérique), ils ont trouvé sur place une végétation beaucoup plus exubérante. Aussitôt après, les colons ont commencé à transformer une partie de l'archipel en une zone d'entrepôt et l'autre partie en une sorte de laboratoire car on y expérimentait différentes modes d'agriculture. Les résultats obtenus étaient ensuite exportés vers l'Afrique et le Brésil (Sousa, 1938). Ainsi, le continent sud-américain est celui qui a le plus contribué à l'enrichissement du patrimoine agraire capverdien avec les espèces suivantes : maïs du Brésil, plusieurs variétés de haricots, manioc, anacardier, papayer, carrapato (*Furcraea foetida*), pourghère ou pignon d'inde (*Jatropha curcas*), cette dernière ayant joué un rôle décisif dans l'économie de l'archipel. Des bananiers, manguiers, cocotiers (cette dernière venue d'Inde avant d'aller au Brésil). D'autres plantes comme les agrumes, le coton, la canne à sucre (qui continue à occuper une place de choix dans l'économie rurale) la vigne et d'autres fruitiers venant d'Europe y prospérèrent (Chevalier, 1932).

Le patrimoine faunistique terrestre de l'archipel pauvre au départ, du fait de son caractère isolé par rapport au continent, était naturellement composé d'oiseaux, de tortues et bien sûr d'insectes. A ces espèces s'ajoutèrent d'autres introduites par l'homme pour produire du lait, du fromage, de la viande et des peaux.

La structuration initiale des terres dominée par de grandes unités de production de type « Fazendas » fut démantelée et mis en place un nouveau système les « Morgadios » et les « Capelas » qui se base sur le morcèlement des grandes plantations en diverses parcelles léguées par métayage et fermage aux esclaves aboutissant aujourd'hui au découpage en une multitude de parcelles, de faible surface. Ce découpage des terres de cultures plus l'introduction de caprins, d'ânes et de lapins occupant une grande partie des terres pendant les XVI^e et XVII^e siècles contribuèrent à la disparition rapide de la végétation. La strate arborée qui parvenait à subsister fut utilisée comme combustible.

Ce dépouillement progressif du manteau vert des montagnes, des versants, des collines, des vallées fut accentué par la raréfaction des précipitations. Depuis les années 1580 (Amaral, 1964) Santiago à l'instar des autres îles de l'archipel est affectée par des crises

pluviométriques successives dont les conséquences sont multiples et dramatiques à tous les niveaux : régression du couvert végétal, forte baisse de la fertilité des terres, chute des rendements agricoles, famines et émigration forcée des populations. Carreira (1984) cité par Lesourd (1995) rappelle que les sècheresses répétées depuis le début du siècle font seulement suite aux grandes sècheresses historiques de 1582-1583, 1610-1611, 1809-1811, 1894-1900 qui ont drastiquement décimé la population de l'archipel et obligé des milliers de capverdiens à l'émigration. La rigueur climatique a également, depuis la fin des années 50, affecté les ressources hydriques souterraines qui ont passé de 4 800 m³/jour en 1956 à 1 800 m³/jour en 1972, donc en l'espace de 16 ans les réserves ont baissé de plus de la moitié. Dans l'île de São Nicolau, le débit de plusieurs sources a sérieusement baissé, par exemple dans la vallée de Faja, la source de Agua dos Anjos (Eau des Anges) est passée de 520 m³/jour en 1956 à 2 m³/jour en 1983 (Olivry, 1995).

1.4.1.1 La dégradation des terres

Selon (Roose, 1980), les conséquences de la dégradation des terres sont diverses, parmi lesquelles on peut citer :

1. La réduction du taux de matière organique du sol induisant une diminution du niveau de l'activité biologique et du pouvoir tampon du sol. Ce qui entraîne, une réduction :
 - a. de la minéralisation de N-P-K et des oligo-éléments,
 - b. de la capacité de stockage de l'eau,
 - c. des propriétés structurales, d'où une mauvaise circulation de l'eau et de l'air.
2. L'effondrement des macropores, l'encrouement de la surface battue par les pluies, la compactation à la limite de l'horizon labouré, l'effondrement de la structure de l'horizon B dû à un excès de dessiccation, d'où la naissance du ruissellement et de l'érosion.
3. Décroissance de la teneur en nutriments facilement assimilables, ce qui engendre l'apparition de carences en N-P-K et des oligo-éléments et également la réduction substantielle de la production.
4. L'appauvrissement en particules fines des horizons labourés par érosion sélective (hydrique et éolienne) ne laissant sur place que des limons grossiers et des sables blanchis, à très faible potentiel de fertilité, à structure très fragile.

5. Décapage de l'horizon humifère et formation de grandes plages de sols stériles, en crouté, compact, imperméable, où la vie semble impossible.

Selon, les nombreuses études réalisées dans l'île de Santiago et d'une manière générale au Cap Vert depuis les années 70 jusqu'à nos jours par différents chercheurs toutes nationalités et tendances confondues (Sabino, 1995 et 2007 ; Querido et al. 1995 ; Mannaerts, 1986 ; Smolikowski et al. 1998, Olivry, 1989) sont parvenus à mettre en évidence la gravité de cette problématique. Les études les plus récentes montrent que plus de 90 % de l'île de Santiago présente un risque d'érosion hydrique allant de fort à très fort et que plus de 50 % des sols sont vulnérables (Tavares & Amiotte-Suchet, 2007). Aujourd'hui, bien qu'aucune île n'échappe à ces deux facteurs, Santiago continue à être l'île la plus menacée par les aléas climatiques et les activités anthropiques. La rigueur climatique qui se manifeste d'un côté par les absences de pluies et d'un autre par des pluies torrentielles continue à menacer le fragile équilibre de l'écologie de l'île. L'augmentation de la population du fait d'un côté de l'exode provenant des autres îles et de la croissance de la natalité surtout en milieu rural entraîne une forte pression sur les terres morcelées à la quête de bois de feu, de fourrage pour les bétails et de terres de cultures. Cette situation perturbe et met en danger la durabilité du système écologique et des énormes efforts consentis (plantation d'arbres, infrastructures hydrauliques de collecte, rétention, conservation des sols et de l'eau) par les successifs gouvernements depuis l'indépendance en 1975 de l'archipel dans la récupération des terres infertiles, la restauration des terrains de parcours, l'amélioration de l'infiltration des eaux de pluie et la recharges des aquifères, une meilleure utilisation et rationalisation des ressources hydriques, pédologiques et biologiques.

1.4.1.2 La lutte contre l'érosion et la dégradation des terres

Aujourd'hui, après 35 années d'Indépendance, le Cap Vert se retrouve avec 90 000 hectares de terres arborisées pour une population de 406 000 habitants (INE, 2000). Le Cap Vert est le premier pays d'Afrique et le second au monde à ratifier la Convention Internationale des Nations Unies de Lutte contre la Désertification de Rio de Janeiro en mars 1995. Cette Convention adoptée le 17 juin 1994 est aujourd'hui signée et ratifiée par 174 pays (SEPA, 1998). L'archipel s'est muni depuis cette convention d'instruments complémentaires pour

une meilleure et efficace protection et conservation de ses ressources naturelles. Ainsi, il existe 17 Plans Municipaux pour l'Environnement, un Livre Blanc sur l'environnement actualisé tous les deux ans, un Programme d'Action National pour l'Environnement. Il faut noter que tous les programmes existants et créés après le Sommet de Rio sont en conformité avec les principes de la Convention Contre la Désertification (CCD).

Pour éviter le démarrage du ruissellement ou freiner ou réduire les eaux de ruissellement, plusieurs techniques ont été testées en parcelles sur versants où s'initient les processus de ruissellement, à travers une bande enherbée (Roose et Bernard, 1971 ; Boli et al. 1993 ; De Noni et Viennot, 1993), une haie vive (Roose et Ndayizigiye, 1997 ; Smolikowski et al. 1997 ; Roose et al. 1998) ou un cordon pierreux (Lamachère et Serpantié, 1991 & 1992). Dans les trois sous bassins versants, les étroites et profondes vallées attestent de l'ampleur de la dynamique de l'érosion hydrique, d'une époque ancienne caractérisée par de fortes précipitations. En dépit de la récession climatique, la croissance démographique capverdienne associée à des pentes abruptes faiblement couvertes par une végétation flagellée par les sécheresses cycliques et la pression humaine, fait que la dégradation des terres par les pluies qui sont certes, rares mais continues toujours à être très agressives. Pour palier à cette situation environnementale qui affecte et la durabilité des écosystèmes et la survie des populations rurales, diverses formes de protection et de conservation des sols et des eaux (CSE) ont été mises en œuvre. Ainsi, au-delà les campagnes d'arborisation réalisées sur l'ensemble de l'île. D'autres actions (**Figure 8**) ont été mises en œuvre :

- notamment des ouvrages hydrauliques : réservoirs de captation et collecte des eaux de pluies et d'écoulement ; des citernes domestiques pour mettre à profit les eaux de pluies à partir du toit des maisons afin de mitiger les nécessités en eau des familles rurales surtout en zone arides et semi-arides ;
- des digues de captation, de rétention érigées perpendiculairement le long des cours d'eau depuis la partie supérieure des bassins jusqu'au niveau de la mer pour réduire la vitesse d'écoulement des rivières ou torrents ;
- des haies vives pour freiner la vitesse d'écoulement des eaux sur les versants et favorisant du coup l'infiltration, améliorer la fertilité des sols et les fourrages ;
- des terrasses de différents types : talus renforcés avec des espèces végétales ou sans végétation qui réduisent la vitesse de ruissellement, des terrasses en gradin fabriquées avec des pierres sèches au niveau des glacis colluviaux et

- des demi lunes (half moons) dressées le long des versants afin de collecter l'eau de ruissellement et d'assurer le ravitaillement en eau des espèces forestières plantées au cœur de ces infrastructures.



Réservoirs d'eau (Storage reservoirs) à gauche et le barrage (Dam) hydro agricole de Poilão. Ces ouvrages jouent un rôle notoire pour l'irrigation des cultures en période sèche.



Digues (check dams) à l'embouchure de Ribeira Grande (à gauche) et Ribeira de Longueira (à droite). Ces ouvrages réduisent la cinétique des eaux d'écoulement, obligent les crues à déposer leur charge sédimentaire et permettent aussi à l'eau de s'infiltrer.



Terrasses en gradins sur les versants de Longueira (Terraces). Ces infrastructures minimisent l'érosion hydrique par la réduction de l'écoulement et permettent aussi une meilleure utilisation des terres agricoles.



Banquettes végétalisées ou Haies vives (contour ridges) à base de *Leucaena leucocephala* et *Aloe vera*. Cette pratique est la plus efficace pour la fixation des sols de versants et la réduction des eaux d'écoulement superficiel à court, moyen et long terme. Elle joue un rôle inouï dans l'infiltration des eaux, la reconstitution de la fertilité des sols et l'augmentation du couvert végétal.



Arborisation en zone humide (aforestation in humid zone). Cette pratique représente le fer de lance dans la lutte contre l'érosion des sols, la désertification, la reconstitution du tissu écologique des versants et la recharge des nappes.

Figure 8 : Différentes mesures de conservation des sols et des eaux dans l'île de Santiago

2 PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE ET DES MÉTHODES UTILISÉES

2.1 LES BASSINS VERSANTS

2.1.1 Introduction

Pour tenter de combler le nombre limité de données sur l'érosion hydrique des sols, il a été adopté comme approche, la quantification de l'érosion à l'échelle du bassin versant. Cette étude sera menée sur l'île la plus anthropique du Cap Vert, l'île de Santiago. Mais du fait de son ampleur et du nombre important de bassins versants qui constituent l'île (plus de 120 bassins), l'étude est orientée sur le bassin versant de Ribeira Seca, qui se trouve au centre de l'île. Le choix de cette zone est dû à plusieurs raisons et notamment (1) sa position géographique, car il traverse toutes les zones bioclimatiques de Santiago ; (2) c'est une zone d'investigation privilégiée pour l'Institut National de Recherche et de Développement Agraire (INIDA) ; (3) plusieurs projets d'aménagement des versants ont été réalisés dans cette zone y compris des études à l'échelle parcellaire ; (4) c'est l'un des rares bassins où on peut trouver ou retrouver des données climatiques et hydrologiques assez continues dans le temps et l'espace, car dans les années 90, trois stations hydrométriques y fonctionnaient.

Cette étude portera plus particulièrement sur trois sous bassins de Ribeira Seca : Longueira à São Jorge, Grande à Orgãos Pequenos dans la Municipalité de São Lourenço dos Orgãos et Godim dans la Municipalité de São Domingos. En outre, ces trois sous bassins versants se trouvent sur un gradient bioclimatique composé : d'une zone humide, sub-humide et semi-aride à aride. Le choix de ces unités géographiques est dû à plusieurs raisons. Ces trois unités font partie de l'unique réseau d'observatoire et de suivi de l'environnement à long terme (ROSELT) de l'archipel. Ce projet-réseau mis en œuvre sous la responsabilité de l'INIDA (Institut National d'Investigation et de Développement Agraire) suit dans le bassin de l'île de Ribeira Seca (71.5 km²) plusieurs paramètres environnementaux (climatiques, végétation, production de fourrage, pédologiques, etc.), en dehors de l'érosion des sols hormis le composant dégradation hydrique des sols ou hydrologie de surface.

Par ailleurs, la problématique de la dégradation hydrique des sols était suivie par l'INIDA mais à l'échelle de parcelles (1m², 6 m² et 100 m²) localisées dans le sous bassin de Godim dans le cadre du Projet PRODAP/FIDA, intitulé « *Gestion Conservatoire des Eaux et des Sols* » (MAAE, 1997). L'une des recommandations clefs de cette étude était d'estimer l'érosion à une échelle plus large afin d'aboutir à un bilan plus représentatif.

Enfin, les deux premiers sous bassins versants ; Longueira et Grande, font partie des trois plus grands sous bassins qui alimentent le barrage de Poilão, récemment construit. L'estimation du transport sédimentaire par ces deux cours d'eau permettra de mieux évaluer la durée de vie du barrage.

2.1.2 Localisation et caractéristiques géomorphologiques

Ribeira Seca (**Figure 9**) est le bassin le plus grand de l'île de Santiago avec 71.5 km² et également le principal grenier de l'archipel. Il est limité au Nord par le bassin de Pico da Antonia, au Sud par le bassin de São Domingos, à l'Est par l'océan atlantique et à l'Ouest par le massif de Pico da Antonia (P.A.), point le plus culminant de l'île avec 1394 m où le bassin de Longueira prend sa source. Les deux autres sous bassins étudiés sont localisés également dans la partie amont de Ribeira Seca entre les monts, João Teves (Mt.J.T) avec 755 m et Chaminé (Mt.C.) avec 698 m. Les deux premiers bassins : Longueira et Grande font partis des bassins qui alimentent le barrage hydroagricole de Poilão, situé presque au centre de Ribeira Seca (**Figure 9**).

Il est impératif de déterminer avec précision les caractéristiques du bassin pour mieux rattacher cette érosion à la forme du bassin et à son fonctionnement hydrologique. Les caractéristiques suivantes ont été déterminées : la géométrie, topographie et hydrographie. Les feuilles 52, 54 et 55 de la carte topographique de Santiago à l'échelle 1 : 25 000 (CMP, 1971) ont été utilisées pour obtenir le contour des bassins, le réseau hydrographique, les principaux sommets, etc.

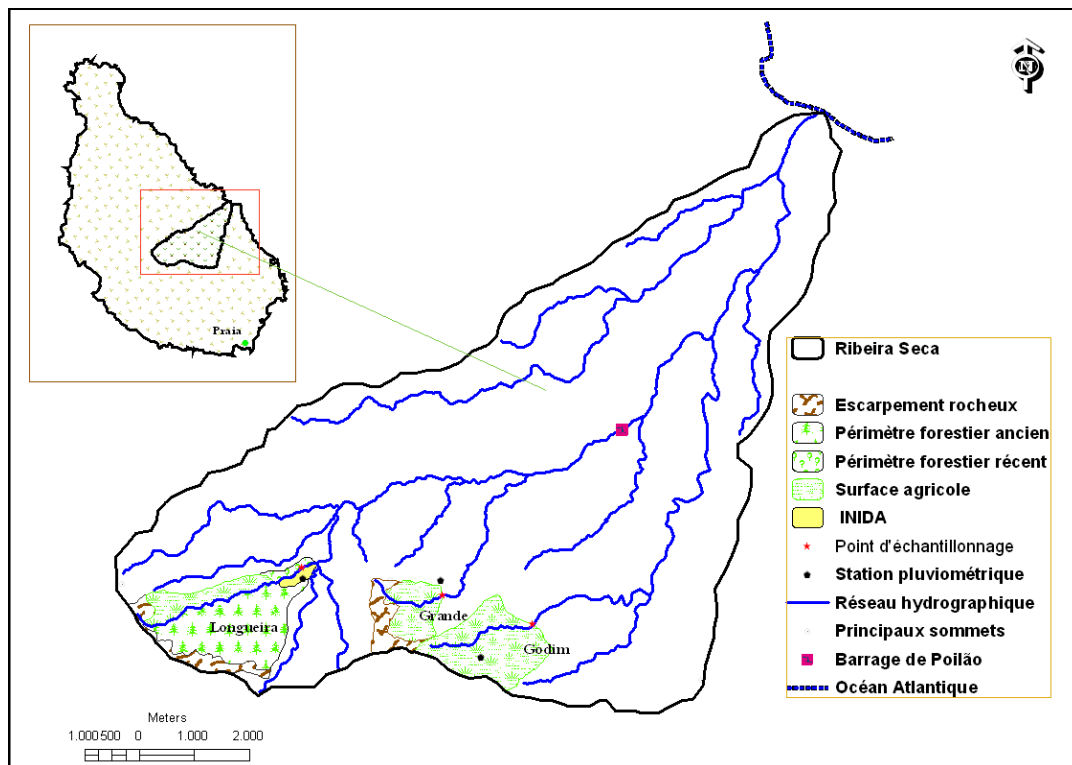


Figure 9 : Localisation géographique des sous bassins versants étudiés dans le grand bassin de Ribeira Seca.

Les caractéristiques géomorphologiques des 3 bassins versants sont présentées dans le (Tableau 21).

Un bassin versant est défini en premier lieu par son contour, qui va avoir une certaine influence sur l'écoulement et surtout sur l'allure de l'hydrogramme après une pluie donnée. Ainsi, un bassin très allongé ne réagira pas, toutes choses égales ailleurs, de la même manière qu'un bassin de forme très ramassée. L'indice admis par tous les hydrologues pour déterminer cette caractéristique est le coefficient de compacité de Gravelius. Il est établi en comparant le périmètre du bassin à celui d'un cercle qui aurait la même surface. La formule qui permet de déterminer ce paramètre est la suivante :

$$Kc = \frac{P * 0,28}{\sqrt{A}} \quad \text{éq. 14}$$

Avec : Kc = coefficient de compacité (ou indice de Graveluis) ; P = périmètre du bassin et A = surface du bassin.

La notion de rectangle équivalent permet de comparer des bassins entre eux du point de vue de l'influence de leurs caractéristiques sur l'écoulement. Il s'agit en fait d'une transformation

géométrique dans laquelle le contour du bassin versant devient un rectangle de même périmètre, les courbes de niveau deviennent des droites parallèles aux petits côtés du rectangle et l'exutoire correspond à un des petits côtés du rectangle (Roche, 1963). Les petits (l) et grands côtés (L) définis de la manière suivante :

$$L = \frac{K_c \sqrt{A}}{1,28} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,28}{K_c} \right)^2} \right] \quad \text{éq. 15}$$

$$l = \frac{K_c \sqrt{A}}{1,28} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,28}{K_c} \right)^2} \right] \quad \text{éq. 16}$$

Avec : L = longueur du rectangle équivalent

l = largeur du rectangle équivalent

Le facteur de forme (K_f) est défini de la forme suivante :

$$K_f = \frac{S}{(L_b)^2} \quad \text{éq. 17}$$

Avec : L_b = Longueur du cours d'eau

Un bassin versant donné avec un petit facteur de forme est moins susceptible à des crues ou inondations qu'un autre avec un facteur de forme plus important, car un bassin étroit et long (petit facteur de forme) a moins de possibilité d'avoir des précipitations intenses recouvrant simultanément toute l'aire du bassin.

2.1.2.1.1 *Le Quotient d'étirement (R_a)* est défini par l'équation suivante :

$$R_a = \frac{1}{L_b} \quad \text{éq. 18}$$

Selon, certains auteurs, les valeurs du R_a qui sont proches de l'unité sont spécifiques des régions à relief faible.

Tableau 21 : Caractéristiques géomorphologiques des 3 sous bassins versants

<i>Bassin</i>	<i>S (km²)</i>	<i>K_c</i>	<i>L_b (km)*</i>	<i>K_f</i>	<i>R_a</i>
Longueira	4,18	1,24	3,45	0,35	0,29
Grande	1,86	0,99	1,49	0,84	0,67
Godim	2,01	1,27	2,26	0,39	0,44
Ribeira Seca	71,20	1,31	18	0,22	0,50

**Valeur obtenue à partir de la carte topographique*

Les trois sous bassins sont très compacts, avec des indices K_c inférieurs à 1.6, ce qui est caractéristique à des bassins compacts, susceptibles alors à des pics de crue car le temps de concentration des eaux de ruissellement sera plus court conduisant à des crues au cours de l'évènement pluvieux.

Les valeurs des autres caractéristiques des 3 bassins versants (Tableau 21) montrent que le bassin versant de Longueira se différencie assez fortement des deux autres par rapport à l'extension, dans la mesure où sa surface est deux fois plus importante que celle des deux autres. Ce qui fait que, le coefficient d'étiement de Longueira est nettement inférieur à ceux des deux autres bassins. D'une manière générale, sur le plan géomorphologique, les trois bassins versants ne diffèrent pas énormément.

2.1.3 Caractéristiques topographiques

Le relief est un facteur essentiel, il détermine en grande partie l'aptitude au ruissellement des terres, l'infiltration et l'évaporation. C'est un élément capital dans le comportement hydrologique d'un bassin. L'influence du relief sur l'écoulement se conçoit aisément, car de nombreux paramètres hydrométéorologiques varient avec l'altitude (précipitations, températures, évapotranspirations, etc.) et la morphologie du bassin. En outre, la pente influe sur la vitesse d'écoulement. Le relief associé à l'orientation joue un rôle notoire dans l'occupation des terres et la distribution de la végétation. Le relief se détermine lui aussi au moyen d'indices ou de caractéristiques calculés ci-dessous sur la base des tranches d'altitude des bassins issues de la carte hypsométrique.

2.1.3.1.1 Les altitudes caractéristiques

2.1.3.1.1.1 Les altitudes maximales et minimales

Elles sont obtenues directement à partir de la carte topographique. L'altitude maximale représente le point le plus culminant du bassin tandis que l'altitude minimale considère le point le plus bas, généralement à l'exutoire. Elles déterminent l'amplitude altimétrique du bassin versant et interviennent aussi dans le calcul de la pente.

2.1.3.1.1.2 L'altitude moyenne

Elle se déduit directement de la courbe hypsométrique ou de la lecture d'une carte topographique. On peut la déduire comme suit :

$$Am = \frac{\sum (h_i * S_i)}{A} \quad \text{éq. 19}$$

Avec :

h_i = valeur moyenne des altitudes de 2 courbes de niveau consécutives

S_i = surface entre 2 courbes de niveau consécutives

A = surface du bassin

2.1.3.2 Pente moyenne du lit du cours d'eau (K_r %)

La pente moyenne du cours d'eau a été calculée à partir de l'équation suivante :

$$K_r = \frac{H_{\max} - H_{\min}}{10 * L_b} \quad \text{éq. 20}$$

K_r = Pente du cours d'eau du bassin (%)

H_{\max} = hauteur maximum (m)

H_{\min} = hauteur minimum (m)

L_b = Longueur du cours d'eau (m)

Les valeurs des caractéristiques topographiques (Tableau 22) montrent de fortes différences d'un bassin à un autre. Longueira, localisé le plus en amont de Ribeira Seca, est le bassin le plus élevé et assez pentu. Grande et Godim, bien étant des bassins adjacents diffèrent beaucoup par rapport à leur pente (K_b) qui varie entre 50 et 36 % respectivement.

Tableau 22 : Caractéristiques topographiques des 3 sous bassins versants

<i>Paramètre</i>	<i>Longueira</i>	<i>Grande</i>	Godim
Altitude maximale (m)	1275	833	561
Altitude minimale (m)	291	277	228
Altitude moyenne (m)	588	482	346
Dénivellation (m)	984	556	333
Pente moyenne du talweg (k_r en %)	28,52	37,32	14,73
Pente moyenne du bassin (K_b en %)	47	50	32

Les résultats indiquent que les trois bassins versants sont susceptibles à des pics de crue ($K_c < 1,6$) car d'après les résultats obtenus les trois bassins sont compacts. Par conséquent, elles font parties des bassins responsables par les crues dans le grand bassin de Ribeira Seca. Les bassins présentent tous une forme non allongée. La détermination du coefficient de forme des trois bassins versants est comprise entre 0,35 et 0,84. Ce qui indique qu'ils présentent tous une grande possibilité d'être totalement arrosés lors d'une averse. Les valeurs obtenues concernant les coefficients d'étirement (R_a) confirment qu'on est en présence de trois bassins très pentus. La pente moyenne des oueds est très élevée surtout pour les bassins de Longueira et Ribeira Grande avec respectivement 47 et 50 %.

La géologie est plus hétérogène dans Longueira et Ribeira Grande et plus homogène dans Godim. En ce qui concerne le relief, il présente des formes plus jeunes dans Longueira et Grande et assez disséqué dans Godim. Ce qui confère aux deux bassins un profil nettement torrentiel.

Tous les trois bassins présentent une pente moyenne forte à très forte ($50 < K_b > 32$), ce qui met en évidence l'intense action érosive dont notre zone d'étude est soumise.

Les altitudes moyennes (A_m) obtenues pour les trois bassins attestent de la corrélation entre la compacité (K_c) et le facteur de forme (K_f). Car les trois bassins ont une altitude moyenne élevée, sont également compacts et présentent des facteurs de forme importants.

Ces résultats indiquent que les sous bassins versants de Longueira et Grande font parties des principaux sous bassins ravitailleurs en eau et en sédiments du barrage de Poilão.

2.1.4 Caractéristiques hydrologiques

La disposition du réseau hydrographique est liée en grande partie à l'évolution des phénomènes structuraux qui ont affecté la région au cours des temps géologiques. Le réseau hydrographique se caractérise par l'ensemble des canaux de drainage naturels, permanents ou temporaires, par où s'écoulent les eaux provenant du ruissellement ou restituées par les nappes souterraines, soit sous forme de sources, soit par restitution continue le long du lit du cours d'eau (Roche, 1963).

L'étude du réseau hydrographique des bassins (**Figure 10**) a été réalisée à partir de la carte topographique de Santiago au 1/50 000 (CMP, 1971). Cette échelle permettra de bien représenter le chevelu hydrographique et de prendre en compte les talwegs d'ordre inférieur.

La classification topologique du réseau hydrographique utilisée dans ce travail est celle de Strahler de 1957 qui a été obtenue à partir de celle proposée par Horton en 1945. Les principes de la classification de Strahler, qui est la plus utilisée aujourd'hui (Musy et Higy, 2004), sont les suivants : chaque tronçon de la rivière formé par la réunion de deux cours d'eau d'ordre (x) reçoit l'ordre « x+1 ». Par exemple deux torrents d'ordre (1) en se rencontrant, donnent un cours d'eau d'ordre (2).

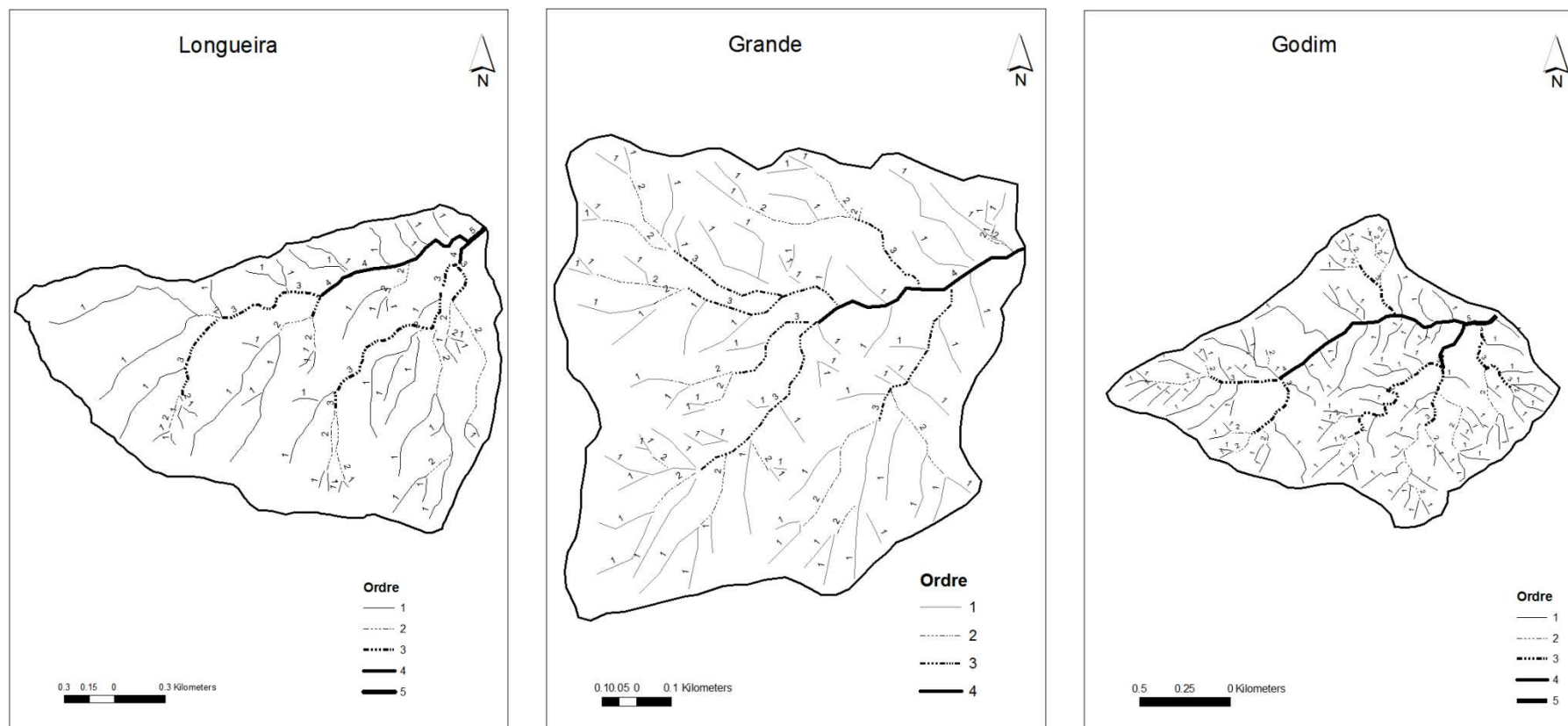


Figure 10 : Réseaux hydrographiques de Longueira, Grande et Godim.

2.1.4.1 Densité de drainage (D_d)

La densité de drainage, introduite par Horton, correspond à la longueur totale du réseau hydrographique par unité de surface du bassin versant. Le rapport varie de 3 à 5 pour une région où la géologie n'a aucune influence. Le rapport de confluence le plus élevé est rencontré sur les bassins de forme allongée et présentant une vallée étroite et pentue (Musy et Higy, 2004). Cet indice est obtenu avec la formule suivante :

$$D_d = \sum \frac{L_i}{A} \quad \text{éq. 21}$$

D_d = Densité de drainage en km/ km²

L_i = Longueur du cours d'eau en km

A = Surface du bassin versant en km²

Le paramètre L_i est détaillé pour chaque bassin versant dans le Tableau 23.

Tableau 23 : Longueur cumulée de l'ensemble des talwegs des 3 bassins versants

Ordre (classification de Strahler)	Longueira		Grande		Godim	
	NTS	Longueur (L_i en km)	NTS	Longueur (L_i en km)	NTS	Longueur (L_i en km)
1	138	20,19	76	9,58	93	19,54
2	26	6,13	18	3,83	19	3,35
3	10	3,00	10	0,62	8	2,97
4	5	2,53	1	0,68	2	1,43
5	1	0,11	0	0	1	0,22
Total	-----	31,95	-----	14,71	-----	27,51

NTS= nombre total de segments

2.1.4.1.1 Coefficient de torrentialité (C_t)

C'est un coefficient qui tient compte à la fois de la densité des talwegs élémentaires et de la densité de drainage, il est obtenu de la manière suivante :

$$C_t = (F_i * D_d) \quad \text{éq. 22}$$

Com :

$$F_i = \frac{N_i}{A} \quad \text{éq. 23}$$

F_i = Fréquences des talwegs élémentaires

N_i = Nombre de talwegs d'ordre 1

A = Surface (km^2)

2.1.4.1.2 Temps de concentration

Selon, Flizikowski et al., (2008) le temps de concentration (T_c) peut être défini comme le temps nécessaire pour que l'ensemble du bassin considéré contribue à l'écoulement au niveau de l'exutoire du bassin. Plusieurs formules empiriques permettent de déterminer ce paramètre mais dans le cadre de cette étude on va utiliser la formule de Giandotti (Pruski et al., 2004; Flizikowski et al., 2008) qui semble la plus adaptée aux bassins de petites tailles (surfaces qui vont jusqu'à 24.28 km^2).

$$T_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5L_b}{0.8\sqrt{H}} \quad \text{éq. 24}$$

T_c = Temps de concentration (heures)

A = Surface du bassin versant (km^2)

L_b = Longueur du Talweg principal (km)

H = Hauteur moyenne du bassin (m).

2.1.4.1.3 Vitesse de l'écoulement de l'eau (V_e en m.s^{-1})

Elle est obtenue par le ratio entre la longueur du cours d'eau principal ou talweg et le temps de concentration, selon la formule suivante :

$$V_e = \frac{L_p}{T_c} \quad \text{éq. 25}$$

V_e = Vitesse d'écoulement de l'eau (m.s^{-1})

L_p = Longueur du talweg principal (m)

T_c = Temps de concentration (heures)

Tableau 24 : Caractéristiques hydrologiques des trois bassins

Paramètre		Longueira	Grande	Godim
D_d (km.km ⁻²)	Densité de drainage	7,65	7,91	13,76
C_t	Coefficient de torrentialité	2,04	4,19	3,92
T_c (heure)	Temps de concentration	0,69	0,44	0,61
V_e (m.s ⁻¹)	Vitesse d'écoulement	5,01	3,40	3,70

Le coefficient de torrentialité relativement fort, varie entre 2,04 et 4,19 respectivement pour Longueira et Grande, alors que Godim occupe une position intermédiaire entre les deux autres. Le temps de concentration varie entre 0,44 et 0,69 heures pour les trois bassins versants. Quant à la vitesse d'écoulement, les valeurs obtenues attestent de la force d'écoulement de l'eau. Les valeurs de densité de drainage obtenues indiquent que les trois bassins versants présentent un écoulement peu limité et non centralisé (Musy et Higy, 2004).

Comme pour les caractéristiques géomorphologiques, les caractéristiques hydrologiques diffèrent fortement Longueira des deux autres bassins versants. En effet, Longueira présente une densité de drainage et un coefficient de torrentialité plus faibles que les deux autres bassins versants. En revanche, le temps de concentration et la vitesse d'écoulement, Longueira et Godim présentent un temps de concentration quasi identique variant entre 0,69 et 0,61 respectivement. La vitesse d'écoulement est moins prononcée dans Grande et godim, alors que Longueira présente une vitesse d'écoulement nettement plus importante que les deux autres bassins versants.

Même si les trois bassins versants montrent des caractéristiques propres à l'occurrence de crues, parmi eux, Grande est le plus favorable à une transmission rapide de l'évènement pluvieux à l'exutoire, avec un temps de concentration (0,44 heure), un coefficient de torrentialité (4,19) mais avec une densité de drainage (7,91 km.km⁻²) nettement inférieure à celle de Godim.

2.1.5 Géologie et pédologie des trois bassins versants

Les matériaux géologiques qui affleurent dans l'île de Santiago sont essentiellement d'origine volcanique. Parmi ces matériaux on recense :

- les roches de nature basaltique (basaltes, basanites et basanitoïdes), compactes et alvéolaires, - les roches de nature basaltique très altérées ou d'altération facile,
- les roches phonolithiques et trachytiques qui résultent de coulées sub aériennes, en général associées aux coulées et manteaux sous-marins (formation de Pico da Antonia et complexe éruptif interne ancien),
- les conglomérats polygéniques bréchiques englobés dans la formation des « Órgãos », particulièrement présents dans le bassin de Godim et dans une moindre mesure dans le bassin de Grande. Ce sont des formations plus ou moins tendres, très susceptibles à l'érosion (Dinis et Matos, 1986).
- les matériaux volcaniques de faciès tuf, tufo - bréchoïde ou pyroclastique, affleurant sur des surfaces restreintes,
- les matériaux extrusifs accumulés en cônes volcaniques, comprenant des pyroclastes, des scories et des petites coulées,
- des complexes filoniens de nature essentiellement basaltique (complexe éruptif interne ancien),
- des alluvions et colluvions, englobant les terraces fluviales et les dépôts de versants.

Les crêtes (cabeceiras) et le tiers moyen du bassin versant de Longueira se localisent entièrement dans les formations éruptives du Pico da Antonia qui, une fois démantelées, donnent des dépôts de bas de versant modernes dans lesquels la rivière s'écoule. Le tronçon terminal, à partir de 400 m d'altitude, entaille les formations conglomératiques – bréchoïdes de la Formation des « Órgãos » (Marquês, 1984). En revanche, pour les bassins versants de Grande et de Godim, la quasi-totalité de leur surface se trouve insérer dans ces roches conglomératiques-bréchoïdes de la Formation des « Órgãos », excepte la partie supérieure du bassin de Grande qui est constituée par les restes de la couverture des formations du complexe éruptif du Pico de António (Marquês, 1984).

Les sols

Compte tenu de l'orographie, les sols peuvent être groupés en deux catégories distinctes : les sols des versants, aux inclinaisons et orientations variées et les sols des fonds de vallée développés sur les alluvions récentes. Les sols des versants sont systématiquement utilisés pour la pratique de l'agriculture pluviale ou de petites parcelles de cultures irriguées moyennant des structures physiques de terrassement associées à un réservoir d'eau (Figure 11 et Figure 12).



Figure 11. Cultures irriguées en bas de pente sur un versant aménagé avec des terrasses irriguées à partir d'un réservoir par gravité. Tout en bas, le « Farnalha » de production du Rhum local (Grogu)_Longueira



Figure 12 : Cultures irriguées accrochées le long d'un versant aménagé avec des murets en pierre sèche de basalte à côté se trouve une parcelle de culture pluviale (maïs et haricot) avec quelques arbres_Longueira

Les sols sur alluvions, généralement argilo-limoneux et profonds, possèdent un niveau de fertilité élevé, sont utilisés pour la pratique des cultures irriguées (eau gravitaire et utilisation des réservoirs).

La caractérisation pédologique des trois bassins est basée sur les travaux de Dinis & Matos (1986) sur la caractérisation agro-écologique de l'île de Santiago et de Faria (1970) sur la cartographie des sols de l'île de Santiago.

Tableau 25 : Corrélation entre la classification des sols FAO/UNESCO, SOIL SURVEY STAFF et les sols décrits par Faria

FAO/UNESCO (1968)	FARIA (1970)	SOIL SURVEY STAFF, U.S.A. (1975)
LITOSOLS	LITOSOLS	ENTISOLS
Eutriques		Lithic Torriorthents
		Lithic Xerorthents
		Lithic Troorthents
SOLS REGOLIQUES	INSEPTISOLS
de tuffs et pyroclates		Typic Vitrandepts
FLUVISOLS	ALLUVIOSOLS	ENTISOLS
eutriques (alluvions)		Typic Torrrifluvents
		Typic Xerofluvents
COLUVIOSOLS	ENTISOLS
eutriques (depots de versants)		Typic Torrrifluvents
		Typic Xerofluvents
CAMBISOLS	INSEPTISOLS
Eutriques	Sols litholiques	Typic Eutropets
Lithiques	Sols litholiques	Lithic Eutropets
CASTANOZEMES	SOLS BRUNS	MOLLISOLS
Hapliques	Normaux, Rougeâtres	Typic Haplustolls
PHAEZEMES		MOLLISOLS
Hapliques	Typic Haplustolls
.....	SOLS PARAFERRALITIQUES

Dans le cadre de ce travail, nous utilisons la classification FAO/UNESCO (1968) dont les correspondances sont données dans le (Tableau 25). On recense les unités pédologiques suivantes :

Les lithosols eutriques : sont des sols qui ont une épaisseur très réduite variant entre 10-20 cm ou moins. Ces sols sur substrat basaltique, phonolites ou trachytes, en général avec assez de matériel pierreuse sont associés dans la plupart des cas aux affleurements rocheux.

Les sols régolites : différents des régosols du fait d'un horizon superficiel différencié (horizon A). Ils ont une texture en générale plus fine et plus sombre, avec une épaisseur inférieure à 10/15 cm. Ces sols concernent les matériaux pyroclastiques et les tufs des cônes volcaniques.

Les fluvisols : les fluvisols eutriques d'origine alluvionnaire, sont de composition granulométrique très variable. Les textures de ces sols sont en général moyennes (limoneuse et limono-sableuse) et grossières (sablo-limoneuse et sableuse), avec une teneur élevée d'éléments grossiers (cailloux, pierres, galets et blocs de roche).

Les colluviosols eutriques de versant : ce sont des sols de dépôt de versant constitués de matériels grossiers avec un pourcentage variable d'éléments fins, mais en général réduit.

Les cambissols : parmi les quatre types de cambissols existants dans l'île de Santiago, seuls deux existent sur le bassin de Ribeira Seca. Les cambissols eutriques qui sont des sols de textures fines ou moyennes (limoneuses ou limono-argileuses), avec des épaisseurs faibles à moyennes, un horizon Bc (horizon cambique) bien exprimé et un horizon d'altération de la roche mère (horizon C) assez développé. En revanche, les cambissols lithiques présentent un horizon Bc et C peu développés. Ces sols s'associent normalement aux affleurements rocheux et sont très sensibles à l'érosion.

Les castanozemes hapliques : se sont des sols de textures fines (argileuses ou argilo-limoneuses), moyennement épais (30 - 50 cm), de coloration brune ou rougeâtre, plus sombres au niveau des horizons superficiels. Ils présentent une bonne structure (agrégats anisoformes anguleux et sub anguleux, forts) et des teneurs relativement élevées de matière organique.

Les phaeozemes : les phaeozemes hapliques se sont des sols de textures fines, moyennement épais (30-50 cm), de coloration brune-sombre ou brune-rougeâtre sombre au niveau de l'horizon superficiel. Ils présentent une bonne structure (agrégats anisoformes anguleux et sub anguleux, forts) et des teneurs relativement élevées de matière organique.

En termes de représentativité, les cambisols, castanozemes et lithosols sont les plus importants. On les retrouve aussi bien au niveau des versants (cambisols, castanozemes et lithosols), notamment au niveau des pentes concaves (cambisols et lithosols), des cônes volcaniques (cambisols, castanozemes et sols régolites) et des fonds de vallée (fluvisols).

2.1.6 L'occupation des terres

D'une manière générale, les trois bassins versants, Longueira, Grande et Godim sont essentiellement des bassins ruraux agricoles fortement marqués par les actions anthropiques, car la population de ces bassins vit en étroite relation avec les écosystèmes existants.

La végétation qui est un facteur déterminant de la cinétique du ruissellement superficiel, du taux d'évaporation et de la capacité de rétention du bassin, va jouer un rôle régulateur dans le régime d'écoulement. La végétation qui prévaut actuellement dans notre zone d'étude comme dans l'ensemble du bassin de Ribeira Seca et de l'île de Santiago, résulte d'une part

des campagnes de reboisement initiées dans les années 40 en zone de montagne et d'autre part de la valorisation agricole des terres. Le reboisement des terres s'est nettement intensifié après les années 1975. Les espèces présentes sont décrites dans le Tableau 26.

Tableau 26 : Distribution de la végétation dans les trois sous bassins

Bassin	Géographie	Alt.moy (m)	Pente (%)	Végétation en 1986*	Végétation actuelle
Longueira	Escarpements rocheux	975	50-100	Et, Eh, Lc, Bd, Cj, Cb, Ag	Et, Eh, Lc, Bd, Cj, Cb, Ag
	Versant Sud	700	30-80	E, Ks, Cs, C, Dc, Lc, Aa,	E, Ks, Cs, C, Gr, Dc, Lc, Ds, Aa, Pj, Ll
	Versant Nord	650	30-80	Agrosylviculture	Agrosylviculture
	Bas fond		26	Ks, Lc,	Ks, Lc, Pj, Lc, Fg, Ab, Jc
Grande	Escarpements rocheux	700	30-50	Bg, Dv	Bg, Dv, Fg
	Versants			Ag, Bb, Np, Ct, Ta, Hh, Bv	Dc, Lc, Ds, Pj, Ll, Ah, Pj, Jc, Zm, Ab
	Bas fond			Ag, Bb, Np, Ct, Ta, Hh, Bv	Dc, Lc, Ds, Pj, Ll, Ah, Pj, Jc, Zm
Godim	Versants			Ag, Bb, Np, Ct, Ta, Hh, Bv	Dc, Lc, Ds, Pj, Ll, Ah, Pj, Jc, Zm, Ab
	Bas fond			Ag, Bb, Np, Ct, Ta, Hh, Bv	Dc, Lc, Ds, Pj, Ll, Pj, Jc, Zm, Ab, Zm

*Diniz & Matos (1986)

Aa = *Acacia albida*, Ab = *Aloe barbadensis* Mill., Ag = *Andropogon gayanus*, Ah = *Acacia holorecea*, As = *Amaranthus spinosus*, Bb = *Bidens bipinnata*, Bg = *Blainvillea gayana*, Bv = *Borreria verticillata*, C = *Cupressus spp.*, Cb = *Campylanthus benthami*, Cj = *Campanula jacobea*, Cs = *Ceratonia siliqua*, Ct = *Corchorus trilocularis*, Dc = *Dichrostachys cinerea*, Dv = *Desmanthus virgatus*, E = *Eucalyptus spp.*, Et = *Euphorbia tuckaya*, Eh = *Echium hypertropicum*, Fg = *Furcraea gigantea* Vent, Gr = *Grevilea robusta*, Hh = *Hyparrhenia hirta*, Jc = *Jatropha curcas*, Ks = *Kaya senegalensis*, Lc = *Lantuna camara*, Ll = *Leucaena leucocephala*, Np = *Nicandra physalodes*, Pj = *Prosopis juliflora*, Ta = *Trichodesma africanum*, Zm = *Ziziphus mauritianus*.

Dans le bassin versant de Longueira, l'occupation des terres se présente de la forme suivante : au nord, se concentre essentiellement les villages et les terres agricoles largement dominées par la culture pluviale en association avec diverses espèces d'arbres plus l'élevage de quelques animaux, complétée par quelques zones d'agriculture irriguée localisée au niveau des glaciés. Au Sud, se trouve un périmètre forestier ancien et dense composé de plusieurs espèces, notamment d'*Eucalyptus spp.*, Pins, *Cupressus* (Scetagri, 1981) aussi de

Casuarina (Filao), *Prospis juliflora* (Acacia), *Caya senegalensis*, *Grevilha robusta*, *Dychrostachis cinerea*, *Lantuna camara*, etc. L'accès du périmètre est fortement limité car c'est une zone de protection sous la responsabilité du Ministère de l'Environnement, du Développement Rural et des Ressources Maritimes (MADRRM). La partie Nord (Figure 13) est séparée du Sud par le principal cours d'eau du sous bassin de Longueira. À l'Ouest, se dresse le massif le plus montagneux de l'île de Santiago : Pico de Antonia, formant une véritable muraille de basalte donnant naissance à des escarpements rocheux composés d'une végétation et d'espèces faunistiques diversifiées. A l'Est, on trouve le domaine de l'Institut National de Recherche et de Développement Agricole (INIDA) à côté d'un autre périmètre forestier récent (**Figure 9**). Les principales activités de la population de Longueira sont l'agriculture, l'élevage et la transformation artisanale de la canne à sucre en rhum local (grogu).



Figure 13 : Paysage du bassin versant de Longueira, versant Nord surplombé par le massif de Pico de Antonia (1394 m) en partie coiffé par une bande nuageuse du Nord Est chargé d'humidité (vents d'alisés).

Dans les bassins de Ribeira Grande et Godim (**Figure 14**, **Figure 15**), qui sont essentiellement agricole, l'agroforesterie est la forme d'occupation des terres dominante. Cette forme d'occupation consiste en une cohabitation délicate entre, les espèces forestières largement dominées par le *Prosopis juliflora* (acacia) plantées durant les

campagnes de reboisement, et l'agriculture pluviale (maïs et haricot). Dans ces deux bassins : Grande et Godim, les terres agricoles sont notamment aménagées au niveau des versants avec des banquettes constituées de pierres sèches de basalte (Figure 14), des barrières vives de *Leucaena leucocephala* et d'*Aloe vera*. Tout le long du cours d'eau de chaque bassin versant, on retrouve des digues de correction torrentielle. La répartition de la population dans ces deux bassins est totalement différente par rapport au bassin de Longueira, les micro villages sont assez dispersés les uns des autres. Depuis une dizaine d'années, on constate dans le bassin de Godim une certaine régression des terres agricoles. Cette régression se fait au profit de la végétation naturelle, composée quasi totalement d'une seule espèce, *Dischrostachys cinerea*, très résistante au stress hydrique et peu exigeante en fertilité (Figure 15). Cependant, certaines parcelles, se retrouvent complètement envahies par le *Leucaena leucocephala*.



Figure 14 : Paysage du sous bassin versant de Ribeira Grande, versant Sud de culture pluviale aménagé par des banquettes en pierre sèche combinés avec des arbres d'acacia.



Figure 15 : Paysage du bassin versant de Godim, avec des poches vertes de *Dychrostachis cinerea* à coté des versants tressés jusqu'au sommet par des sillons parrallèles destinés à la culture d'arachide.

2.2 LES PRÉCIPITATIONS

2.2.1 Introduction

Au-delà des facteurs morphologiques, lithologiques et biogéographiques, les conditions climatiques jouent un rôle déterminant dans le comportement hydrologique des cours d'eau (Roche, 1963 ; Cosande, 2001). Ce sont les précipitations, surtout liquide, qui constituent le facteur essentiel intervenant par : (i) leur hauteur totale annuelle qui détermine l'abondance fluviale, (ii) leur répartition mensuelle et saisonnière qui influence directement les régimes hydrologiques, (iii) leurs totaux journaliers et surtout les averses génératrices de crues.

La variabilité spatiale et temporelle des précipitations est un des éléments de taille dans l'existence, l'ampleur et le maintien des écoulements de surface dans notre zone d'étude comme dans les autres bassins versants de l'archipel.

2.2.2 Le gradient climatique

Comme nous l'avons déjà exposé précédemment dans ce manuscrit, le climat capverdien est de type tropical sec, avec deux saisons : une longue saison sèche de 8 à 9 mois et une courte saison humide de 2 à 3 mois. L'évapotranspiration est assez sévère durant la période sèche allant de mars jusqu'en juillet. A partir de ce mois, elle décroît contrairement à la hauteur des pluies. Le bilan hydrologique montre que 13 % des précipitations recharge les nappes, 20% s'écoule superficiellement et les 67 % restant s'évapore (INGRH, 1993). A Santiago, la température moyenne mensuelle varie entre 20 et 27 °C, la température décroît depuis le littoral vers la zone montagneuse.

Le bassin versant de Ribeira Seca recoupe les quatre zones bioclimatiques de l'île de Santiago (Diniz & Matos, 1987) : la zone aride en aval, semi-aride dans la partie centrale et sub-humide et humide dans la partie amont. Les bassins versants étudiés se localisent dans la partie centrale et en amont de Ribeira Seca, recouvrant les zones semi-arides, sub-humides et humides. Selon, les études réalisées par INIDA, CIRAD, IICT (1995) cité par Duarte (1998), la cartographie de la pluviométrie médiane sur la période de 1951-1980 révèle qu'en zone humide les précipitations médianes varient entre 700 et 1200 mm et qu'en zone

subhumide, elles sont comprises entre 500 et 600 mm. Cette distribution spatiale des précipitations est contrôlée par plusieurs facteurs notamment l'altitude et l'orientation des reliefs. L'analyse des précipitations dans les trois bassins versants de Longueira, Grande et Godim, se fera sur la base d'une station pluviométrique en zone humide (São Jorge) avec une série de 68 années consécutives (1941-2009) et deux postes pluviométriques qui se trouvent respectivement en milieu sub-humide (Vale de Mesa, 1982-2009) et semi-aride (Alto Figuerinha, 1971-2009). Les données de précipitations sont fournies par l'Institut National de Météorologie et Géophysique de Praia au Cap Vert (M. Batalha Jorge, communication personnelle).

2.2.2.1 Bassin versant de Longueira

La distribution des précipitations totales annuelles de la station de São Jorge indique une assez forte variabilité temporelle des précipitations (Figure 16). En effet, sur les 68 années on remarque que 37 années présentent un cumul annuel inférieur à la moyenne qui est de 534,0 mm. A partir des années 60, le cumul des précipitations décroît d'une façon quasi constante, d'ailleurs, les années 80-90 sont particulièrement sèches avec des cumuls annuels inférieurs à la moyenne. Ces précipitations à l'image de l'archipel se répartissent d'une forme hétérogène tout au long des 2-3 mois les plus pluvieux. En effet, le mois de septembre reçoit le plus de pluies environ 200 mm, puis le mois d'août reçoit un cumul d'environ 130 mm et le mois le moins arrosé parmi les 3, octobre reçoit le cumul le plus faible qui tourne autour de 100 mm (Figure 17). Dans le Tableau 27, nous avons des données concernant la répartition des nombres de pluies dans le bassin. On observe que les saisons 2004 et 2005 ont enregistré un nombre de pluies assez important (21 pluies) mais le cumul de chacune d'elle est inférieur à la moyenne des 6 saisons qui est de 427 mm. Ce qui caractérise ces deux saisons comme relativement sèches. En revanche, les saisons 2006 et 2009 ont eu des cumuls supérieurs à 500 mm, nettement au – dessus de la moyenne annuelle, sont les saisons les plus arrosées. 2007 et 2008 occupent une position intermédiaire, avec des cumuls un peu plus importants que la moyenne.

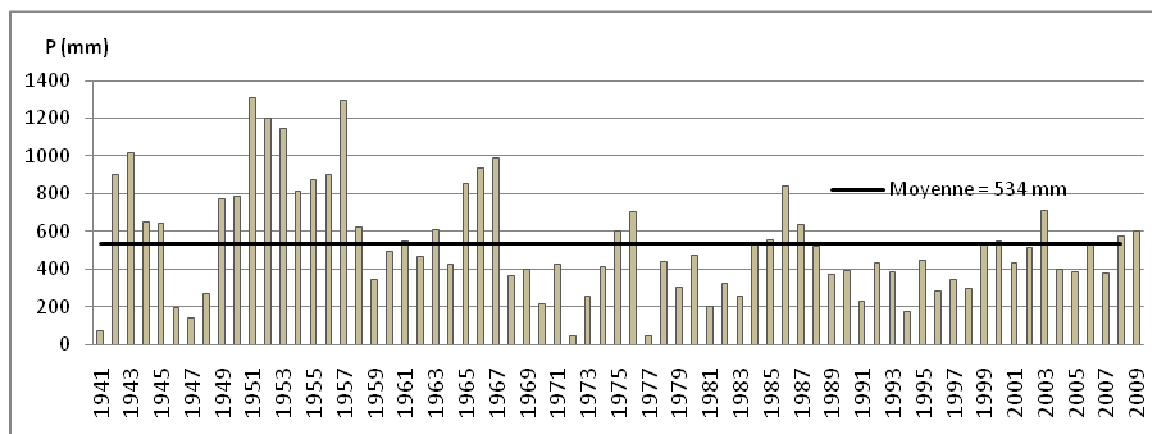


Figure 16 : Variation des précipitations totales annuelles de 1941 à 2009, São Jorge

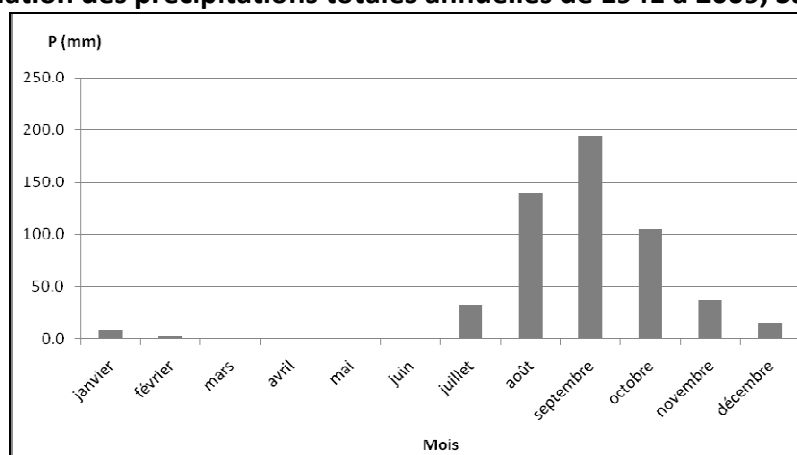


Figure 17 : Moyennes mensuelles des précipitations de 1941-2009, Station de São Jorge (zone humide)

Tableau 27 : Répartition du nombre de pluies selon les 3 mois humides des saisons 2004 à 2009

Année	Total	Août	Septembre	Octobre	P _{an} (mm)	P _{max} (mm)
2004	21	11	9	1	366,5	75,5
2005	21	8	11	2	257,2	59,6
2006	21	10	10	1	527,5	166,7
2007	18	7	9	2	389,3	75,5
2008	20	12	5	3	370,0	61,4
2009	36	16	15	5	652,7	72,5
Moyenne (mm)	23	11	10	2	427,2	-----

2.2.2.2 Bassin versant de Grande

Pour le bassin versant de Grande, la station de Vale de Mesa (Figure 18), nous indique que sur les 24 années, 13 années (1982, 1983, 1985, 1986, 1987, 1991, 1992, 1994, 1998, 2001, 2005, 2007 et 2008) présentent un cumul annuel inférieur ou égale à la moyenne (293 mm) et 8 années (1982, 1983, 1985, 1986, 1987, 1991, 1992, 1994, 1998) dont la précipitation totale est inférieure ou égale à 200 mm.

Dans ce bassin versant, les mois de la saison pluvieuse les plus humides sont : août et septembre avec des cumuls de précipitations supérieurs à environ 100 mm. Alors que le mois de transition à la période sèche, octobre reçoit environ la moitié (Figure 19). Durant ces 5 saisons humides, seules les saisons 2006- et 2009 ont eu des précipitations supérieures à la moyenne annuelle qui est de 346 mm et également le nombre de pluies tombées est supérieur à la moyenne (7,6 pluies). Les autres saisons (2005 2007 et 2008) présentent un cumul nettement inférieur à la moyenne (Tableau 28).

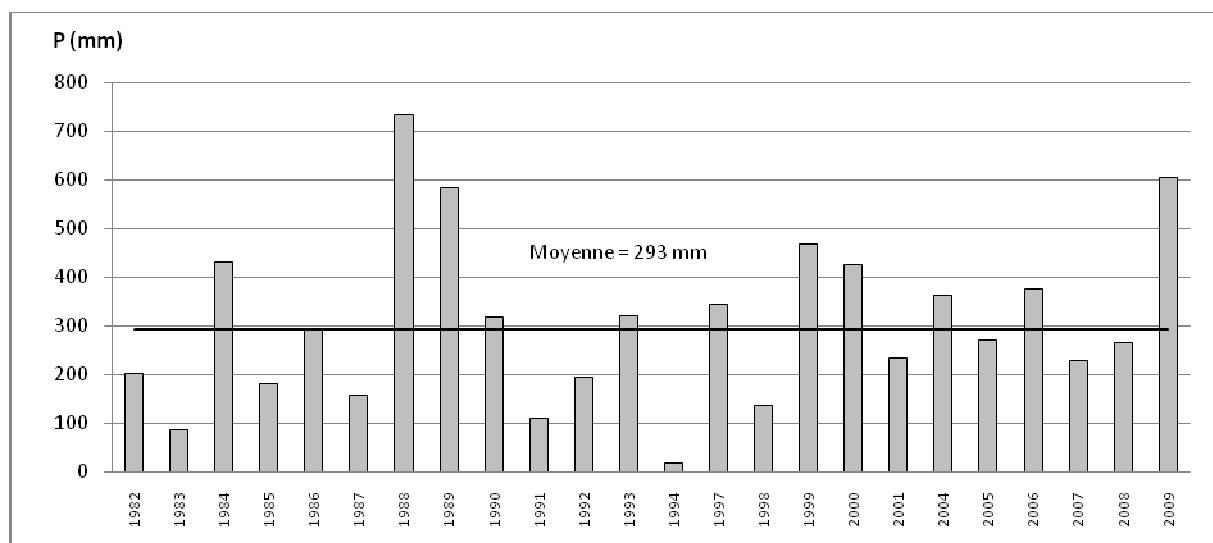


Figure 18 : Variation des précipitations totales annuelles de 1982 à 2009, Vale de Mesa (zone sub humide)

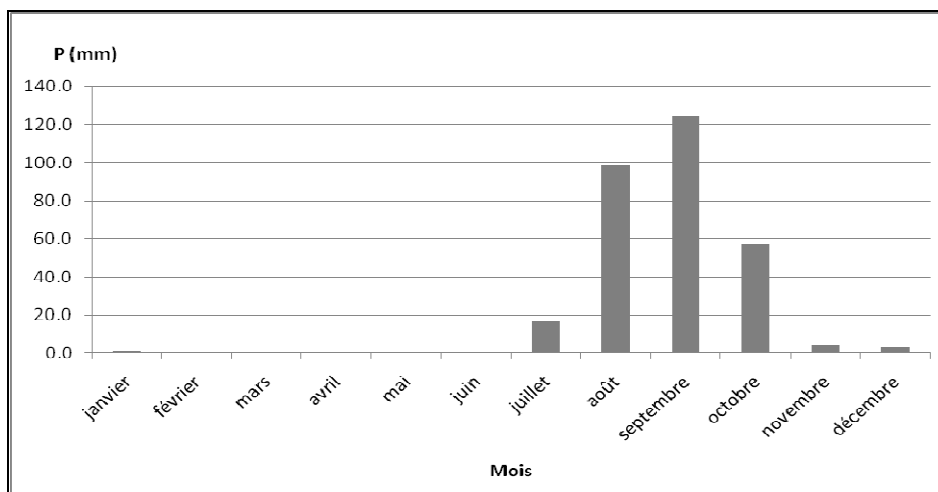


Figure 19 : Moyennes mensuelles des précipitations de 1982-2009_ Station Vale de Mesa (zone sub-humide)

Tableau 28 : Répartition du nombre de pluies selon les 3 mois humides des saisons 2005 à 2009_ Station de Vale de Mesa

<i>Année</i>	<i>Total</i>	<i>Aout</i>	<i>Septembre</i>	<i>Octobre</i>	<i>P (mm)</i>	<i>P_{max} (mm)</i>
2005	5	2	2	0	269,5	24
2006	12	6	5	1	382,0	117
2007	3	1	1	1	228,0	144
2008	8	5	1	1	246,0	59
2009	15	5	8	2	604,3	108,2
Moyenne (mm)	9	4	3	1	346	-----

2.2.2.3 Bassin versant de Godim

En ce qui concerne, la station d'Alto Figuerinha (Figure 20), dans le bassin versant de Godim, sur les 36 années, on retrouve 18 années ayant chacune une précipitation totale annuelle inférieure à la moyenne (257,20 mm) et 14 années dont les précipitations totales annuelles sont inférieures ou égales à 200 mm. Dans ce bassin comme celui de Grande, les mois qui reçoivent plus de 80 mm de cumul de pluies sont : août et septembre, tandis que le cumul mensuel d'octobre est inférieur à 45 mm (Figure 21). En effet, la quasi-totalité du nombre de pluies se concentre dans ces deux mois. Pour les 5 saisons humides (excepte la saison 2007, dont les détails sur les données sont absents), 2006 et 2009 sont les plus pluvieuses avec des cumuls annuels de 420 et 490 respectivement qui sont largement au-dessus de la moyenne annuelle qui s'élève à 330 mm environ (Tableau 29).

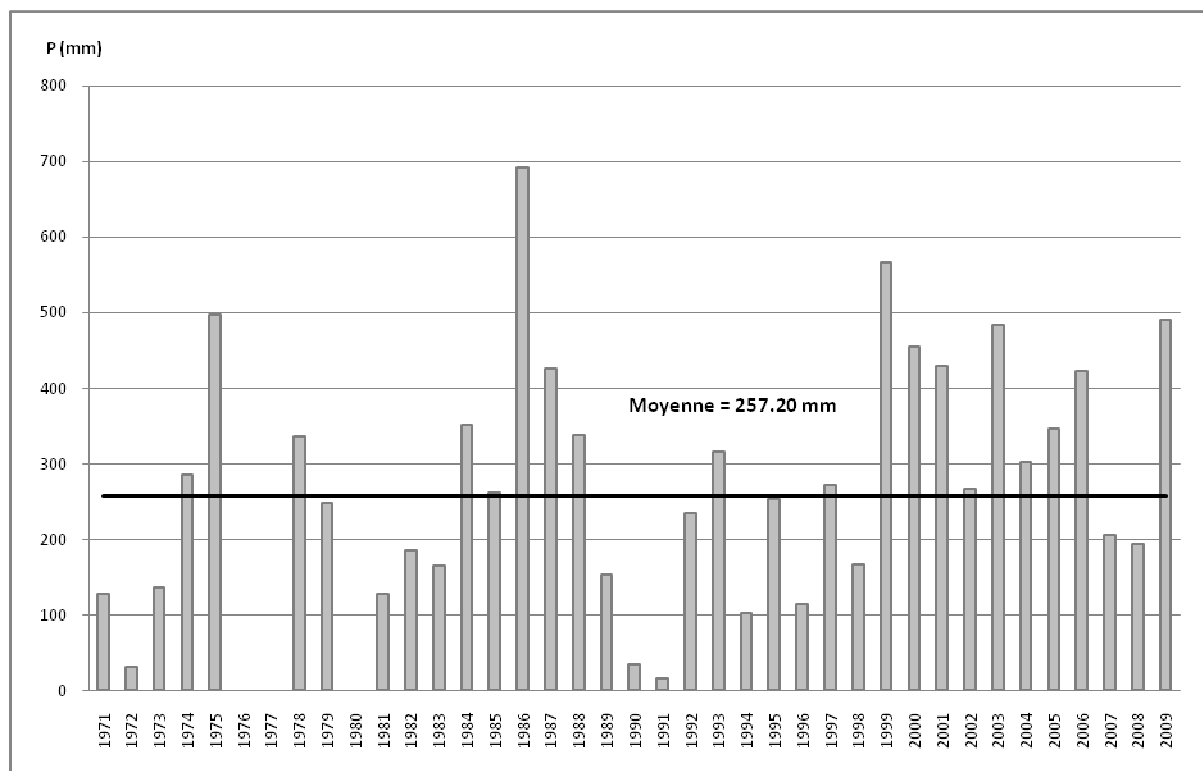


Figure 20 : Variation des précipitations totales annuelles de 1971 à 2009 (les années 1976, 1977 et 1980 sont manquantes), Alto Figuerinha

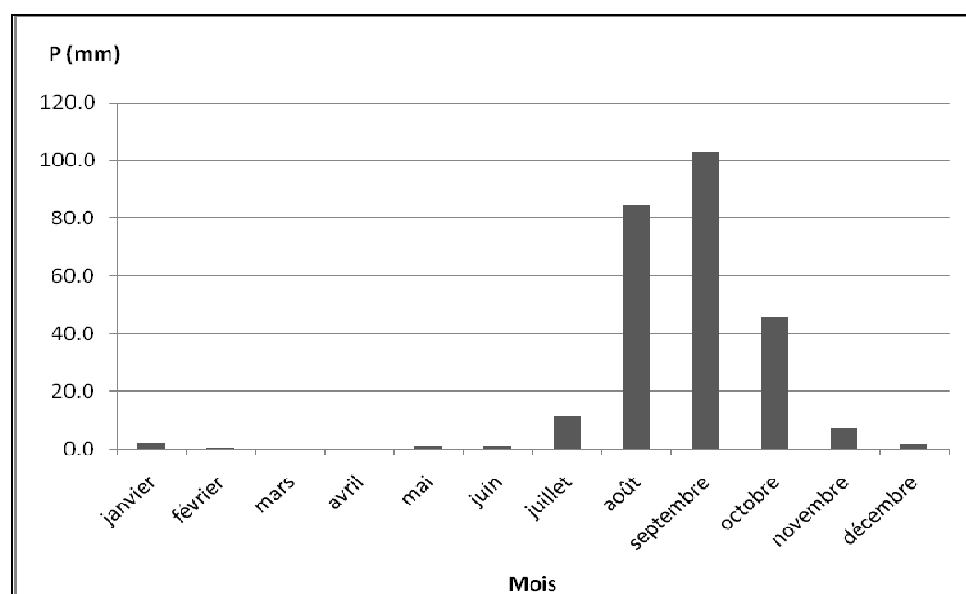


Figure 21 : Moyennes mensuelles des précipitations de 1971-2009, Alto Figuerinha (zone semi-aride)

Tableau 29 : Répartition du nombre de pluies selon les 3 mois humides des saisons 2005 à 2009_Station de Alto Figuerinha

<i>Année</i>	<i>Total</i>	<i>Aout</i>	<i>Sep</i>	<i>Oct</i>	<i>P (mm)</i>	<i>Max</i>
2005	11	3	3	0	346,5	53
2006	13	6	6	1	422,5	76
2007	*	*	*	*	206,0	*
2008	7	0	1	1	193,5	55
2009	13	3	7	3	491,0	91
Moyenne (mm)	11	3	4	1	331,9	----

Dans le cadre de cette étude, on a utilisé la formule de DESIRE (2008) pour calculer l'érosivité des pluies durant la période d'étude dans les 3 stations de nos bassins versants. L'équation (éq. 26) qui nous permet de déterminer l'érosivité mensuelle est obtenue à partir de l'indice d'érosivité de Fournier (éq.27) qui lui calcule l'érosivité annuelle des précipitations. Les résultats obtenus (Tableau 30) montrent que l'érosivité est très forte uniquement dans le bassin versant de Longueira et pour les saisons 2006 et 2009. Pour Grande, l'érosivité est uniquement forte pour la saison 2009. Pour Godim, l'érosivité est forte pour les saisons 2006 et 2009. Cependant, pour l'ensemble des 3 bassins versants, l'érosivité des pluies se note uniquement pour le mois de septembre. Sur la base de ces résultats, nous remarquons que l'érosivité est variable aussi bien temporellement que spatialement dans les trois bassins versants. La classification adoptée pour caractériser l'agressivité des pluies est celle de DESIRE, (2008) (Tableau 31).

$$F_{i\text{DESIRE}} = \sum_{i=1}^{12} P_i^2 / p \quad \text{éq. 26}$$

Avec P_i qui est le cumul total mensuel du mois i , et p est le cumul total annuel

$$F_i = \sum_{i=1}^{31} P_i^2 / p \quad \text{éq. 27}$$

Avec : P_i qui est la précipitation totale annuelle du mois i , et p est la précipitation totale annuelle.

Tableau 30 : Erosivité des 3 mois les plus pluvieux de l'année (août, septembre et octobre), dans les 3 bassins versants, selon l'indice de Fournier modifié (DESIRE, 2008)

Année	Mois	Longueira			Grande			Godim		
		Cumul mensuel (mm)	Cumul annuel (mm)	Erosivité	Cumul mensuel (mm)	Cumul annuel (mm)	Erosivité	Cumul mensuel (mm)	Cumul annuel (mm)	Erosivité
2004	août	87.4	329.8	23	76.3	357.8	16	76.8	274.3	22
	sept	187.1		106	189.7		101	154.5		87
	oct	55.3		9	52.0		8	43.0		7
2005	août	93.5	334	26	61.5	269.5	14	93.5	121.9	72
	sept	167.6		84	106.0		42	28.4		7
	oct	72.9		16	57.5		12	0.0		0
2006	août	158.5	499	50	179.0	382.0	84	145.0	380.5	55
	sept	329.3		217	197.0		102	228.5		137
	oct	11.2		0	6.0		0	7.0		0
2007	août	170.3	341.8	85	144.0	228.0	91	56.0	201.5	16
	sept	114.3		38	24.0		3	82.5		34
	oct	57.2		10	60.0		16	63.0		20
2008	août	197.6	358.6	109	138.0	246.0	77	56.0	193.5	16
	sept	109.2		33	64.5		17	60.5		19
	oct	51.8		7	43.5		8	77.0		31
2009	août	174.6	642.9	47	143.5	595.9	35	101.0	491.0	21
	sept	356.7		198	288.4		140	260.0		138
	oct	111.6		19	164.0		45	130.0		34

Tableau 31 : Classification de l'intensité de l'érosivité (DESIRE, 2008)

Description	Classe
Très faible	< 60
Faible	60 - 90
Modéré	91-120
Fort	121-160
Très fort	>160

2.3 APPROCHE QUALITATIVE ET NATURALISTE DES DIFFÉRENTS PROCESSUS DE DEGRADATION DES TERRES.

Au Cap Vert et particulièrement sur les îles volcaniques comme Santiago, l'approche qualitative et naturaliste est un instrument de taille capable de fournir des informations pertinentes pour une meilleure compréhension de l'érosion et surtout de l'érosion hydrique des sols. En effet, il est difficile de se faire une idée sur les formes du ruissellement et de ses seuils de déclenchement dans l'espace uniquement à partir des écoulements observés à l'exutoire. Plusieurs sorties sur le terrain, dans le cadre de cette étude furent réalisées pour de voir in situ la forme d'utilisation des terres, la complexité et l'organisation des paysages agraires. Ces prospections, dès fois réalisées en compagnie de la population locale (Tavares & Reis, 2008) ont permis d'identifier et de faire l'inventaire de plusieurs symptômes d'érosion causés par les différents types d'écoulement superficiel : le ruissellement laminaire, le ruissellement diffus et celui concentré. Chaque dynamique laisse sur les versants cultivés une signature qui lui est spécifique. Le ruissellement laminaire (**Figure 22**) « grignote » la couche superficielle et est difficilement détectable, ce qui lui confère un caractère très dangereux pour le patrimoine foncier car il peut facilement passer inaperçu. Cette dynamique semble être relayée par le ruissellement diffus (**Figure 23** et **Figure 24**) qui assure le transport des particules détachés au niveau des agrégats en se frayant des chemins de passage le long des versants, d'où les rigoles. Une fois que les ruissellements atteignent le bas des pentes, ils s'associent, deviennent plus érosifs, ce qui provoque une accélération des courants d'eau qui se manifeste par des ravins ou des rigoles larges et profondes (**Figure 25**). Ainsi, toutes ces formes d'érosion ou symptômes nous permettent de mieux comprendre la réaction du patrimoine foncier face à l'impact des eaux de pluie.



Figure 22 : Érosion laminaire (érosion en nappe ou diffus) sur un versant rectiligne cultivé, après l'averse du 28/8/09 de 53,5 mm, mais il n'y a pas eu de crue. Cette averse a été précédée par 15 autres.

L'érosion laminaire est beaucoup plus présente en haut de pente au niveau des parcelles agricoles et moins visible surtout de loin. Par contre, l'érosion en griffe affecte pratiquement la quasi-totalité de la toposéquence. Elle est plus perceptible par rapport à l'érosion laminaire, mais dès que le couvert végétal commence à s'installer il devient difficile de la détecter de loin. Quant à la forme la plus grave de l'érosion, en l'occurrence l'érosion en ravin, du fait de sa morphologie et de son amplitude, quelque soit la période de l'année on peut la repérer avec une certaine facilité.



Figure 23 : Erosion en griffe (Rill erosion) sur un versant convexe sans aucune forme d'aménagement anti-érosif avec une culture d'arachide_ Godim



Figure 24 : Érosion en rigoles (Large rill) sur un versant concave et un autre rectiligne avec une culture de maïs associée à l'haricot _ Godim



Figure 25 : Ravins (Gully erosion) sur des versants avec maïs et haricot_Grande (Gauche) et maïs, haricot plus arachide_Godim (droite)

Il existe également, d'autres formes d'érosion, certes moins visibles que les autres (ravin, rigoles, nappe), mais qui jouent un rôle non négligeable dans le processus de la dégradation des sols en facilitant l'écoulement superficiel comme par exemple la formation de croûte de battance (**Figure 26**). Cette formation superficielle, une fois constituée empêche l'eau de s'infiltrer dans le sol et favorise ainsi l'accumulation et l'accélération de l'eau de ruissellement au détriment de l'infiltration.



Figure 26 : Croute de battance (Crusting soil) au top d'un versant avec maïs et haricot_Godim

En dehors, des versants et des parcelles de culture, l'eau d'écoulement des ruisseaux qui se concentre dans le cours d'eau, engendre également de l'érosion au niveau du lit du cours d'eau (**Figure 27** à gauche) et aussi au niveau des berges (**Figure 27** à droite). La somme de l'ensemble des sédiments récoltés tout au long du passage de l'eau quitte définitivement le système (**Figure 28** et **Figure 29**) selon, la force de la crue. Certains des éléments érodés du

fait de leur taille et également certains obstacles qui s'érigent sur le chemin de l'eau qui les transporte, seront déposés plus en aval du système (**Figure 30**)



Figure 27 : Sapement de berge (gauche) et Érosion au niveau du lit de la rivière ou oued (droite) avec dépôt de matériels grossiers lors des crues de la saison humide 2006_ Longueira



Figure 28 : Crue (Run off) transportant les produits érodés notamment argile, limons, sable, graviers, cailloux, pierre et blocs de roche lors de la crue de la saison 2007 _Longueira



Figure 29 : Coulée de boue après une pluie de courte durée _Longueira



Figure 30 : Accumulation de charge solide tout juste derrière l'exutoire du bassin de Longueira (erosion off - site) après le passage des crues de 2006_ Longueira

Au Cap Vert, le début de la fragilisation des terres agricoles s'initie réellement avant l'arrivée des pluies. Les terres de culture sont non seulement débarrassées de la maigre biomasse qui reste mais également les arbres sont complètement taillés (**Figure 31**) et ensuite le sol déstructuré lors des semis réalisés à sec particulièrement en zone montagneuse (**Figure 31**). Dans les parcelles de culture qui se situent sur des versants très pentus, l'impact de l'eau de

pluie, associé aux pratiques anthropiques accélèrent fortement la perte de la couche superficielle à tel point que certains versants devienne complètement dépourvus de leur couverture pédologique (**Figure 32**).



Figure 31 : Versant nettoyé, les arbres taillés et la terre coiffée de trous prêts à recevoir les grains de maïs et d'haricot_ Godim



Figure 32 : Versant de culture quasiment dénudé à 100 % du fait de l'agriculture pluviale_Grande

Ces différents symptômes d'érosion peuvent être retrouvés sur les versants de toutes les îles montagneuses agricoles de l'archipel. Certains, ne peuvent cependant pas être détectés qu'aussitôt après un évènement pluvieux comme par exemple les symptômes laminaires ou les rigoles superficiels. Car, ils peuvent facilement disparaître après une activité de sarclage. En revanche, les rigoles larges et profonds et les ravins peuvent durer plus de temps car les outils agricoles les effacent difficilement.

Cette approche naturaliste est complétée par une classification des symptômes de l'érosion hydrique pour mieux suivre leur évolution spatiale et temporelle. Ainsi, on a utilisé la classification de Herweg (1996) afin de bien discerner la majeure partie des symptômes inventoriés (Tableau 32). L'intégralité des bassins versants n'a pas été inventoriée certes, mais plus de la majorité de chaque versant a été soigneusement étudiée pour détecter les symptômes.

Tableau 32 : Classification des symptômes d'érosion (Herweg, 1996).

<i>Symptôme</i>	<i>Largeur (cm)</i>	<i>Profondeur (cm)</i>
Rigole superficielle	< 25	< 15
Rigole large et superficielle	25 – 200	< 15
Rigole profonde	< 50	15 – 100
Rigole large et profonde	50 – 200	15 – 100
Rigole large	> 200	< 100
Ravin	Tout	> 100

Selon la classification, on retrouve dans les 3 systèmes tous les symptômes d'érosion répertoriés par Herweg (1996). Les rigoles superficielles et aussi celles larges et profondes sont plus présentes dans les bassins versants de Longueira et Grande. Tandis que, dans le bassin de Godim, les rigoles de type profond sont les plus présentes. On retrouve également au sein des 3 systèmes, la présence de ravins, ce symptôme est la forme d'érosion la plus grave qu'on peut avoir dans un système et qui affecte négativement la productivité des sols (Carey, 2006). Selon, (Wasson et al., 2002; Poesen et al., 2003; De Vente et al., 2005; Huon et al., 2005; Wells et al., 2009), les ravins se manifestent à la suite de la concentration des

eaux de ruissellement et engendrent les pertes en sédiment les plus importantes par rapport aux autres symptômes d'érosion.

L'approche qualitative nous a certes, fournis des informations très intéressantes concernant la manifestation de l'érosion hydrique sur les sols. Mais, pour comprendre davantage l'impact de ce type d'érosion, c'est pourquoi nous avons proposé de travailler à l'échelle du bassin versant. Nous avons mis en place un protocole de d'échantillonnage et de mesure des matières en suspension pour quantifier les flux de matières exportées hors des bassins versants. Certes, beaucoup de données et d'études sur les taux d'érosion ont été obtenues à l'échelle de parcelles (Boix-Fayos et al., 2006) mais, pour analyser et comprendre la dynamique du fonctionnement d'un système dans son intégralité, l'échelle du bassin versant semble être l'approche la plus transversale. Elle permet de prendre en compte toutes les facettes impliquées dans le fonctionnement du système, notamment les aspects biophysiques (pentes, sol, végétation, précipitations) et également les aspects socioéconomiques.

2.4 PROTOCOLES D'ÉCHANTILLONNAGE ET MÉTHODES D'ANALYSE

2.4.1 Introduction

L'échantillonnage est le point de départ du processus de quantification des matières exportées par les eaux d'écoulement via les cours d'eau. La réussite de la quantification des matières dépend en grande partie de cette étape. Le principe d'échantillonnage, quelque soit le cours d'eau, est le même. Cependant, ce qui diffère c'est la fréquence d'échantillonnage. Certains auteurs, adoptent une approche basée sur une cadence mensuelle (NDam Ngoupayou et al., 2007), d'autres basent leur échantillonnage par rapport à l'ampleur de l'évènement, pouvant même aller jusqu'à des intervalles de 30 minutes (Ghenim et al., 2007). Dans d'autres contextes, les prélèvements se font automatiquement à des intervalles de temps discrets (discrete intervals), en associant à cette forme automatique un turbidimètre (Alexandrov et al., 2003). Dans d'autres contrées, le prélèvement est réalisé d'une forme manuelle un jour sur deux (Megnounif et al., 2000). Dans le cadre de ce travail, nous avons adapté l'échantillonnage manuel à l'occurrence des crues, processus hydrologique majoritaire dans un contexte où les précipitations sont très limitées et distribuées d'une forme aléatoire dans le temps et dans l'espace (DGA, 2004).

2.4.2 Échantillonnage

Tous les échantillons d'eau de crue ont été réalisés manuellement à l'aide d'abord d'un sceau en plastique attaché à une corde et de flacons blancs en PE préalablement lavés et rincés à l'eau distillée.

2.4.2.1 Eaux de crue

2.4.2.1.1 Bassin versant de Longueira

L'échantillonnage du cours d'eau à l'exutoire du bassin de Longueira s'est déroulé de 2004 à 2009, durant les 3 mois humides de l'année : août, septembre et octobre. Plusieurs types d'eau ont été échantillonnés (Tableau 33). La périodicité d'échantillonnage des eaux de crue n'a pas été la même durant toutes les périodes. En 2004, on a échantillonné une fois par

crue. En 2005 on a échantillonné 3 fois par crue : au début de la crue, au milieu et à la fin. A partir de 2006, les échantillonnages ont été réalisés avec beaucoup plus de fréquences, allant de 5 à 39 prélèvements par crues, soit une moyenne de 10 échantillons prélevés par crue entre 2006 et 2009 selon le comportement de la hauteur de la crue. Pour les 6 années de mesures, 219 échantillons ont été prélevés au total sur un ensemble de 26 crues (Tableau 34). On a mesuré sur place pour chaque échantillon d'eau de crue 4 variables : la conductivité, le pH et le TDS (total dissolved solution) et la température. Suivre 3 bassins versants en même temps dans la même zone, nécessite plusieurs personnes. Notre équipe était constituée de plusieurs personnes : deux, habitant à quelques mètres des points de prélèvement dans les bassins de Grande et Godim. Un jeune homme et moi qui résidions à São Jorge, nous avons suivi les crues du bassin versant de Longueira avec l'appui en 2005 de mon Directeur de Thèse dans les campagnes d'échantillonnage (**Figure 33**) et aussi les analyses réalisées au laboratoire. Plus une jeune dame, qui résidait également à São Jorge pour m'appuyer dans les analyses des échantillons au laboratoire, sans compter l'appui des autres techniciennes du laboratoire LASAP de l'INIDA et les jeunes conducteurs de l'INIDA qui nous ont plusieurs fois aidés à plusieurs reprises à transporter les caisses d'échantillons au laboratoire.



Figure 33 : Exutoire du bassin de Longueira lors d'une décrue de la saison 2005

2.4.2.1.2 Les bassins versants de Grande et Godim

L'échantillonnage des cours d'eau de Grande et Godim s'est déroulé de 2005 à 2009, durant les 3 mois humides de l'année : août, septembre et octobre. La périodicité d'échantillonnage des eaux de crue dans ces deux sous bassins est différente que celle de Longueira, car seuls 3 échantillons par crue ont été prélevés. On a collecté dans le sous bassin de Grande 51

échantillons au total pour 17 crues ; et dans le sous bassin de Godim, on a 24 échantillons pour 8 crues (Tableau 34). Chacun de ces collecteurs avait reçu auparavant une petite formation sur les techniques d'échantillonnage des crues.

2.4.2.2 Eaux de nappe et cours d'eau hors crue

En complément de l'échantillonnage des crues, et uniquement dans le bassin versant de Longueira, les eaux du cours d'eau ont été échantillonnées en dehors des épisodes de crue à raison d'un échantillon tous les 3 jours. En outre, des eaux de source, à raison d'un échantillon par semaine ont été échantillonnées sur le bassin versant de Longueira.

2.4.2.3 Eaux de pluie

Les eaux de pluie sont échantillonnées dans le sous bassin de Longueira, à une cadence événementielle. Les eaux sont collectées d'abord dans une bassine puis transvasées dans des flacons en polyéthylène, à double bouchon ayant un volume de 1000 ml. Un total de 22 événements pluviométriques a été échantillonné dans Longueira et analysé. Parmi, les éléments majeurs analysés, on a 4 cations : calcium, magnésium, sodium et potassium et éléments anioniques : chlorure et le sulfate. Du fait de la très faible concentration des autres éléments dans les eaux de pluie comme le phosphore, nitrate et le bicarbonate, ces éléments ont été omis de l'analyse.

Tableau 33 : Récapitulation du processus d'échantillonnage des 3 bassins versants

Bassin	surface km ²	Lb km	type d'eau échantillonnée				variable mesurée in situ			
			Crue	HC*	N**	Pluie	Cd	pH	TDS	T°
Longueira	4.18	3.45	Crue	-	-	-	Cd	pH	TDS	T°
Grande	1.86	1.49	Crue	-	-	-	Cd	pH	TDS	T°
Godim	2.01	2.26	Crue	-	-	-	Cd	pH	TDS	T°

* hors crue, ** nappe

Tableau 34 : Récapitulation des crues et échantillons d'eau de crues prélevés dans les 3 bassins versants durant ce travail

Bassin	années de mesure	années avec crues	crues total	échantillons prélevés	Moy. crues/an	échantillons/crue
Longueira	6	6	26	219	4.3	8.4
Grande	5	5	17	51	3.4	3.0
Godim	5	3	8	24	2.7	3.0
Total	-----	-----	51	294	-----	-----

2.4.3 Détermination du débit

2.4.3.1 Détermination du débit dans le bassin versant de Longueira

L'exutoire du bassin de Longueira, est équipé d'une station hydrométrique (Station de São Jorge) munie d'une échelle limnimétrique et d'un limnigraphe à flotteur, lequel ne fonctionne plus depuis les années 2002. Dans le cadre de ce travail, les hauteurs d'eau ont été mesurées à partir de l'échelle limnimétrique, lors de chaque prélèvement. Les hauteurs d'eau sont ensuite converties en débit à l'aide de la courbe de tarage (**Figure 34**) fournie par l'Institut National de Gestion des Ressources Hydriques (INGRH) et l'Institut National de Météorologie et Géophysique (INMG) de Praia (M. Batalha Jorge, communication personnelle) et dont l'équation est :

$$Y = 68.668X^4 - 11289X^3 + 60.802X^2 - 0.3982X \quad \text{éq. 28}$$

Avec :

Y = débit liquide instantané (m³/s)

X = hauteur d'eau (m) instantanée lue sur l'échelle limnimétrique.

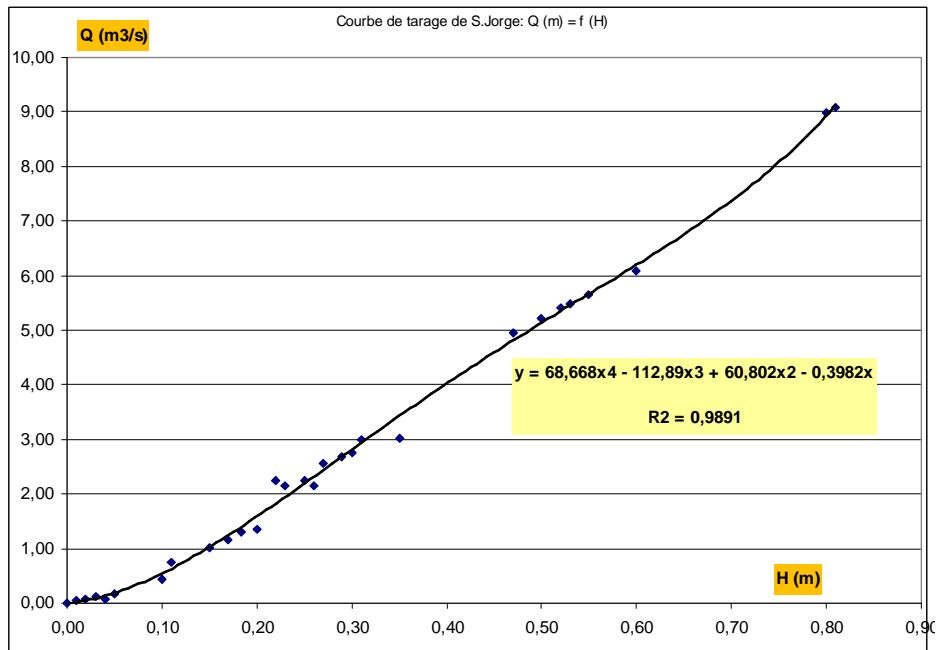


Figure 34 : Courbe de tarage de la station de São Jorge (bassin versant de Longueira)

2.4.3.2 Détermination du débit dans les bassins versants de Grande et Godim

Pour les exutoires des bassins versants de Grande et Godim, qui n'avaient jamais été l'objet de mesure de débit, on a aménagé les déversoirs de section trapézoïdale (Figure 35). Selon, le CEAQ (2008), le déversoir est l'une des plus simples et des plus anciennes structures utilisées pour l'estimation du débit. Le débit est déterminé en mesurant simplement la hauteur verticale de l'eau d'écoulement au niveau de l'échancrure (arête), et en se servant de la formule de Cipoletti (éq.29)

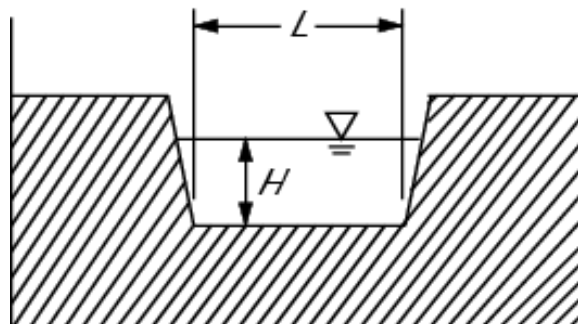


Figure 35 : Configuration d'une digue en forme trapézoïdale

$$Q = 1,84 L H^{3/2}$$

éq. 29

Avec	Q	=	Débit (Discharge over weir) (m^3/s)
	L	=	Arête (Bottom of notch width) (m)
	H	=	Hauteur de l'eau (Head above bottom of opening) (cm)

La hauteur (H) est mesurée à chaque prise d'échantillon

2.4.4 Méthodes analytiques

Sur tous les échantillons de crues des 3 sous bassins versants, les paramètres physiques suivants ont été analysés : les matières en suspension totales et organiques (MEST et MESO respectivement). En revanche, les analyses chimiques des éléments majeurs en solution (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_3^- , PO_4^{3-}) ont été dosées uniquement pour Longueira. Chaque échantillon est filtré sur une membrane en ester de cellulose de porosité $0,45 \mu\text{m}$. Les membranes contenant les MES sont séchées à 105°C à l'étuve pendant 24 heures, puis pesés sur une balance de précision (0.1 mg) après passage au dessiccateur. La détermination des teneurs en MES se fait par différence de poids de la membrane chargée et de la membrane vierge ramenée au volume d'eau filtrée. Ensuite, la membrane chargée est passée au four (Mufla thermolyne) à 500°C pendant environ deux heures pour éliminer la partie organique. Puis, les matières en suspension minérales (MESM) sont pesées après refroidissement dans le dessiccateur. Les MESO sont alors déterminées par la différence entre les MEST et les MESM. Le dosage des matières en suspension est réalisé sur le filtrat. Le calcium (Ca^{2+}) et le magnésium (Mg^{2+}) sont dosés par titration à l'EDTA (0,02 N). Le sodium (Na^{2+}) et le potassium (K^+) sont dosés avec un « Flame Photometer, de type Buck Scientific, modèle PFP-7 ». Les ions chlorures (Cl^-) sont dosés par titration avec du nitrate d'argent (AgNO_3) à 0,1 N alors que les ions phosphore (PO_4^{3-}), nitrate (NO_3^-) et sulfates (SO_4^{2-}) sont dosés par colorimétrie au spectomètre. Le phosphore a été dosé en milieu acide et en présence de molybdate d'ammonium, les orthophosphates donnent un complexe phosphomolybdique qui réduit par l'acide ascorbique développe une coloration bleue susceptible d'un dosage colorimétrique à 595 nanomètre. Les nitrates, après préparation, développent une coloration pourpre mesurable par un dosage colorimétrique à 540 nanomètres alors que le dosage des sulfates est à 430 nanomètres. Le bicarbonate (HCO_3^-), a été dosé par titration à l'acide chloridrique [0,02 mole/l] après avoir déterminé le pH de la solution.

Tous ces éléments ont été chimiquement analysés pour l'ensemble des eaux d'écoulement prélevées excepté : HCO_3^- et PO_4^{3-} qui n'ont pas été dosés pour les eaux de pluie.

2.4.5 Mesure de la charge de fond (bed load)

Pour estimer le charriage de fond, nous avons tenté de mettre en place un piège à sédiments. L'approche consiste à ouvrir un fossé tout juste après le déversoir (**Figure 36**) de la station selon le sens de l'écoulement. Cette approche a été utilisée dans le bassin de Longueira. Le charriage d'une seule crue a été réalisé durant la saison 2006, du fait de la taille et du poids des matériaux grossiers qui rendent très pénible la réouverture des trous pour la prochaine crue. Et aussi, l'écoulement hors crue qui suit les crues soit, destabilise les marges du trou soit, remplit le fossé de sable (**Figure 37**).



Figure 36 : Fossé de piège à sédiment



Figure 37 : Envasement d'un piège à sédiment par la charge des eaux d'écoulement profond

3 BILAN ET MODELISATION DU TRANSPORT SOLIDE DANS LES TROIS BASSINS VERSANTS DE RIBEIRA SECA

Dans le cadre de ce chapitre, notre objectif consiste à faire le bilan de l'exportation de matières en suspension. Pour cela, on a adopté comme échelle d'étude le bassin versant, où les prélèvements ont été réalisés à l'exutoire des bassins. On va d'abord analyser la concentration des matières en suspension, puis étudier le comportement de cette même concentration en fonction du débit et ensuite calculer les exportations des matières en suspension.

3.1 Variabilité spatio-temporelle de la concentration des matières en suspension

3.1.1 Bassin versant de Longueira

Durant les 6 saisons humides étudiées dans ce bassin versant, on a analysé un total de 24 crues durant lesquelles nous remarquons (Tableau 35) une forte variabilité de la concentration moyenne des crues comprise entre 5,72 et 113,51 g/l. Les 5 saisons humides 2004, 2005, 2007, 2008 et 2009 présentent des concentrations moyennes qui varient entre 5,72 et 18,98 g/l ce qui se manifeste par les valeurs des écart-types. En revanche, la saison de 2006, la concentration moyenne par crue varie entre 11,40 et 113,51 g/l. D'où une forte variabilité des crues de cette saison. On observe également, une assez forte variabilité de la concentration des matières en suspension tout au long des 3 mois humides (Tableau 36) car elle varie entre 5,72 et 95,54 g/l. Le mois d'août présente la concentration moyenne la plus importante : 36,71 g/l alors que le mois d'octobre présente la concentration moyenne la plus faible : 8,5 g/l. Septembre est le mois de la saison dont la concentration moyenne des matières en suspension est comprise entre celle des deux autres mois avec 31,67 g/l.

Tableau 35: Statistiques des concentrations des matières en suspension (g/l) pour chaque crue du bassin versant de Longueira

saison	Crue	moy	max	min	écart-type	Date
2004	4	23,11	41,97	13,22	13,31	17/9 ,24/9, 27/9 et 8/10
2005	1	10,78	18,18	4,02	7,10	22/8
	2	12,07	17,47	5,73	5,93	4/9
	3	16,86	33,68	8,17	14,57	11/9
	4	14,70	23,68	3,24	10,44	19/9
	5	12,73	19,47	4,68	7,48	23/9
	6	6,46	9,48	3,65	2,92	10/10
2006	1	112,44	391,69	6,49	93,38	1/8
	2	31,70	66,00	7,65	18,99	15/8
	3	113,51	273,24	3,21	82,67	3/9
	4	27,65	39,75	12,02	10,72	13/9
	5	11,40	36,25	1,25	13,74	14/9
2007	1	21,55	44,89	4,05	12,93	28/8
	2	14,57	17,89	9,81	3,01	29/8
	3	18,98	25,66	15,65	3,67	13/9
2008	1	10,02	18,04	3,88	8,32	3/7
	2	16,66	26,03	5,09	8,62	26/8
	3	16,12	26,19	4,65	7,18	29/8
2009	1	11,34	25,96	2,77	7,29	9/9
	2	6,99	13,05	2,79	3,29	18/9
	3	5,72	53,08	3,45	1,66	23/9
	4	10,78	18,18	4,02	7,10	27/10

Tableau 36 : Moyennes mensuelles des concentrations des matières en suspension (g/l) dans le bassin versant de Longueira de 2005 à 2009

<i>Saison</i>	<i>Août</i>	<i>Septembre</i>	<i>Octobre</i>
2005	10,78	13,49	6,57
2006	95,54	92,25	a.e.
2007	21,55	14,57	a.e.
2008	18,98	a.e.	a.e.
2009	a.e.	11,63	5,72
Moy.	36,71	31,67	8,50

a.e. = absence d'écoulement

3.1.2 Bassin versant de Grande

Dans le bassin versant de Grande, la concentration moyenne des matières en suspension varie entre 8,93 et 56,44 g/l. Bien que les saisons humides 2006 et 2007 présentent les concentrations moyennes les plus importantes par rapport aux autres 3 saisons, la variabilité

de la concentration moyenne entre les différentes saisons humides n'est pas si prononcée, dans la mesure où les valeurs des écart-types tournent autour de 4,16 et 19,63. Le comportement de la concentration moyenne du bassin varie également temporellement entre 15,19 et 35,53 g/l entre août et octobre, dont ce dernier présente la concentration la plus faible alors que septembre présente une concentration de 20,69 g/l. (Tableau 38)

Tableau 37 : Statistiques des concentrations des matières en suspension (g/l) pour chaque crue du bassin versant de Grande

Crue	moyenne	maximum	minimum	Ecart-type	Date
2005					
1	20,66	28,01	9,99	9,46	28/9
2	17,00	24,72	8,18	8,33	14/9
3	17,08	29,09	9,38	10,54	28/9
2006					
1	56,44	60,02	45,44	10,50	1/8
2	26,77	47,02	8,58	19,30	3/9
3	23,62	46,11	9,95	19,63	12/9
2007					
1	56,48	66,33	45,44	10,50	28/8
2	16,92	26,00	7,09	9,48	13/9
2008					
1	13,03	18,11	7,53	5,30	3/9
2	16,72	24,71	9,58	7,60	25/9
2009					
1	14,34	17,00	11,6	2,70	9/9
2	29,35	49,99	12,05	19,48	18/9
3	21,44	27,03	11,3	8,80	20/10
4	8,93	13,44	5,23	4,16	27/10

Tableau 38 : Moyennes mensuelles des concentrations des matières en suspension (g/l) dans le bassin versant de Grande

<i>Saison</i>	<i>Août</i>	<i>Septembre</i>	<i>Octobre</i>
2005	18,25	a.e.	a.e.
2006	54,37	25,19	a.e.
2007	56,48	16,92	a.e.
2008	13,03	16,72	a.e.
2009	a.e.	23,95	15,19
moy.	35,53	20,69	15,19

a.e. = absence d'écoulement

3.1.3 Bassin versant de Godim

Dans le bassin versant de Godim, les saisons 2005 et 2007 n'ont pas eu d'écoulement. Pour les saisons 2006, 2008 et 2009, la concentration moyenne des matières en suspension varie entre 6,10 et 27,47 g/l. La saison humide qui présente la concentration moyenne la plus importante est 2006, tandis que la concentration moyenne des matières en suspension la plus faible est celle de la saison 2008 avec moins de 10 g/l (Tableau 39). Cette variabilité de la concentration moyenne des matières en suspension entre les crues des différentes saisons humides est également constatée temporellement car elle a varié de 6,3 à 25,2 ; 7,0 à 15,6 et 5,3 à 20,4 g/l respectivement pour les mois d'août, septembre et octobre (Tableau 40).

Tableau 39 : Statistiques des concentrations des matières en suspension (g/l) pour chaque crue du bassin versant de Godim

crue	moyenne	maximum	minimum	écart type	Date
2005					
a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	
2006					
1	25,23	47,00	10,24	19,29	1/8
2	27,47	49,03	3,62	18,39	3/9
3	10,86	23,09	4,15	19,40	12/9
4	8,52	12,00	5,55	22,79	14/9
2007					
a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	
2008					
1	6,96	11,31	3,93	26,07	3/9
2	6,10	10,67	3,22	11,09	4/10
2009					
1	7,02	11,45	3,06	10,61	16/9
2	21,41	45,43	8,67	9,58	18/9
3	20,41	43,00	8,00	3,36	27/10

a.e. = absence d'écoulement

Tableau 40 : Moyennes mensuelles des concentrations des matières en suspension (g/l) dans le bassin versant de Godim

<i>saison</i>	<i>Août</i>	<i>Septembre</i>	<i>Octobre</i>
2005	a.e.	a.e.	a.e.
2006	25,2	15,6	a.e.
2007	a.e.	a.e.	a.e.
2008	a.e.	7,0	6,1
2009	a.e.	14,2	20,4
moy. mensuelle	6,3	7,4	5,3

a.e. = absence d'écoulement

La comparaison de la concentration moyenne de matières en suspension entre les 3 bassins versants indique une grande variabilité spatiale entre eux, autrement dit, on a obtenu une concentration moyenne de 53,08 g/l pour Longueira, 24,20 g/l à Grande et 14,89 g/l à Godim (Tableau 41). Dans le bassin versant de Longueira, la concentration est quasi 4 fois supérieure à celle de Godim et plus du double à Grande. Cette variabilité spatiale de la concentration moyenne des matières en suspension, écart-type compris entre 5,46 et 20,12 (Tableau 41) entre les 3 bassins versants est encore constatée temporellement. En effet, le mois d'août présente la concentration moyenne la plus importante pour les bassins de Longueira et Grande. Alors que pour le bassin de Godim, c'est le mois de septembre qui présente la concentration moyenne la plus importante. Cependant, pour les 3 bassins versants, le mois d'octobre est celui où la concentration moyenne des matières en suspension est la plus faible avec une variation comprise entre 3,0 et 8,5 g/l (Tableau 42).

Tableau 41 : Concentrations moyennes, minimum et maximum de matières en suspension (g/l) lors des épisodes de crue dans les trois 3 bassins versants

<i>Bassin versant</i>	<i>moyenne</i>	<i>max</i>	<i>min</i>	<i>écart- type</i>
Longueira	53,08	391,69	1,25	28,12
Grande	24,20	66,33	5,23	5,46
Godim	14,89	49,03	3,06	7,32

Tableau 42 : Concentrations moyennes mensuelles des matières en suspension dans les 3 bassins versants (g/l)

<i>Mois</i>	<i>Longueira</i>	<i>Grande</i>	<i>Godim</i>
Août	36,7	28,4	6,3
Septembre	31,7	16,6	7,4
Octobre	8,5	3,0	5,3

Les valeurs maximales des concentrations de matières en suspension des 3 sous bassins versants montrent une forte variabilité spatiale, quasiment 400 g/l à Longueira contre 66,33 à Grande et 49,03 g/l à Godim). Ce constat se confirme au niveau des valeurs des écart-types comprises ente 5,46 et 28,12. Néanmoins, au niveau des concentrations moyennes minimales, la concentration varie relativement peu d'un système à l'autre car étant comprise entre 1,25 et 5,23 g/l (Tableau 41). La variation temporelle de la concentration moyenne mensuelle diffère car septembre est la période de la saison où la concentration est plus importante alors que le mois d'octobre renferme celle la moins élevée. Mais, le taux le plus important a été enregistré en août (Tableau 42). Cependant, la variation temporelle de la concentration est assez faible car étant comprise entre 5,3 et 7,4 g/l.

La concentration moyenne mensuelle des matières en suspension diffère spatialement entre les 3 systèmes mais, elle varie temporellement quasiment de la même façon. En effet, le mois d'octobre présente la concentration la plus faible variant entre 3,0 et 8,5 g/l. Ceci est dû au fait que le mois d'octobre marque la transition entre la courte période humide et la longue période sèche de l'année où les pluies enregistrées sont généralement limitées et

faibles et le sol bien recouvert par le couvert végétal. En revanche, les mois d'août et de septembre sont les plus dégradants, particulièrement pour août où les pluies atterrissent sur une matrice écologique asséchée par une sécheresse d'environ 9 mois et également affaiblie par la quasi inexistence du couvert végétal, ce qui fait que les concentrations de matières en suspension y sont les plus importantes et variant ainsi entre 6,3 et 36,7 g/l. Les concentrations des matières en suspension de septembre comprises entre 7,4 et 31,7 g/l sont certes inférieures au mois d'août, mais la différence entre les deux mois est relativement limitée (Tableau 42). Cela, s'explique par le fait que les pluies de septembre ne font quasiment que transporter le matériel mobilisé par les paysans durant les activités de sarclage, qui engendrent la plupart du temps une érosion assez importante au niveau de la couche superficielle du sol pour des précipitations moins importantes (Figure 38).



Figure 38 : Illustration de deux boulettes de matières en suspension (15/9/2005) _ Cliché : Amiotte-Suchet (2005).

La concentration maximum des matières en suspension obtenue dans le bassin versant de Longueira (391,69 g/l) durant la saison humide 2006 est fortement supérieure aux valeurs acquises dans certaines régions affectées par l'érosion hydrique (Tableau 43) notamment, au Maghréb dans l'oued Lebène au Maroc : 35,2 g/l (Gartet et al., 2005), dans l'oued Zita en Tunisie : 87 g/l (Colombani et Olivry, 1984). Dans les bassins versants La Têt : 47 g/l et Agly : 4,1 g/l en France (Serrat et al., 2001) et aussi dans une région sahélienne, le Tchad avec moins de 2 g/l (Briquet et al., 1997). En revanche, les concentrations moyennes des matières en suspension de Longueira, Grande et Godim qui sont respectivement de 56,53 ; 24,20 et 14,89 g/l sont nettement inférieures à celles des Oueds Wahrame (Benkhaled & Remini,

2003) et Mouilah en Algérie (Merketa et Tisot, 1993 cité par Ghenim et al., 2007), l'Oued Mejerda en Tunisie (Colombani et Olivry, 1984) et les bassins versants de Moulin et Roubine en France (Mathys et al., 2003, cité par Cras, 2005) (Tableau 43).

Cette variabilité spatiale de la concentration de matières en suspension se manifeste en intra et inter régions sahéliennes soumises à l'érosion hydrique. En effet, la valeur moyenne obtenue dans deux bassins versants : Ribeira Brava et Ribeira Grande de l'île de São Nicolau : 104 g/l (Colombani et Olivry, 1984) est nettement supérieure de celles de l'île de Santiago acquises avec Longueira, Grande et Godim qui sont respectivement de 56,53 ; 24,20 et 14,89 g/l. Même, en région sahélienne, les valeurs de concentration moyenne au Sénégal et au Tchad qui sont inférieures à 1 g/l (Briquet et al., 1997) sont largement en-dessous de celles des 2 îles du Cap Vert : Santiago et São Nicolau (Tableau 43).

Tableau 43 : Quelques valeurs de concentration de matières en suspension (g/l) dans différentes régions affectées par l'érosion hydrique

Min.	Max.	Moy.	Bassin_Région	Référence
3,01	399,97	56,53	Bassin de Longueira	Cette étude
5,23	66,33	24,20	Bassin de Grande	
3,06	49,03	14,89	Bassin de Godim	
-	-	500	Oued Wahrame_Algerie	Benkhaled & Remini, 2003
-	-	650	Oued Mouilah_Algerie	Merketa et Tisot, 1993(cité par Ghenim et al., 2007)
9,0	35,2	-	Oued Lebène_Maroc	Gartet et al., 2005
47	87	-	Oued Zita_Tunisie	Colombani et Olivry, 1984
-	-	106	Oued Mejerda_Tunisie	
-	146	104	Ribeira Brava_Cap Vert	
300	800*	-	Bassin de Laval_France	Mathys et al., 2003 (cité par Cras, 2005)
-	-	420	Bassin de Moulin_France	
-	-	300	Bassin de Roubine_France	
-	-	35	Bassin de Brusquet_France	
0,008	47	-	Fleuve La Têt_France	Serrat et al., 2001
-	4,1	-	Fleuve Agly_France	
0,073	0,097	-	Chari_Tchad	Briquet et al., 1997
-	-	0,230	Sénégal	

**Pour une pluie de 10 mm environ enregistrée le 13/9/1997.*

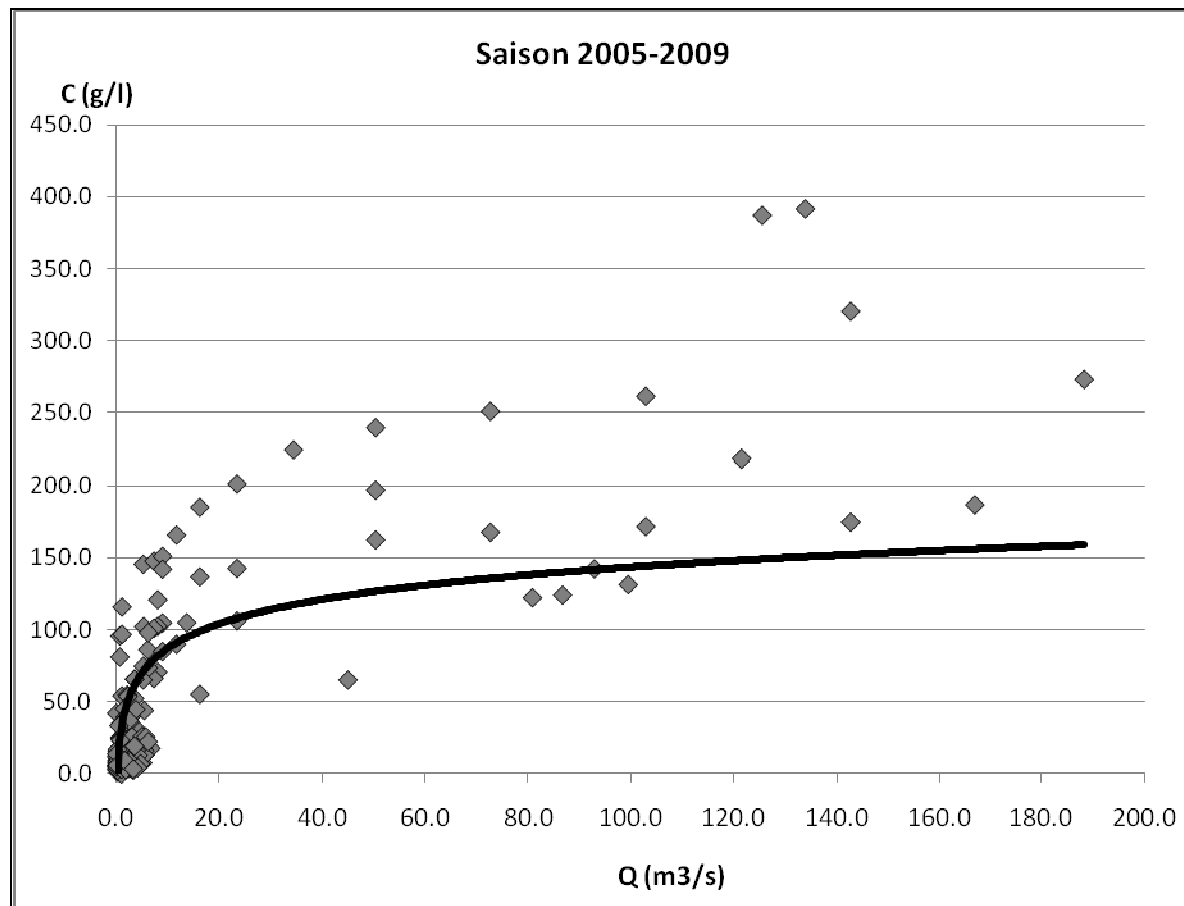


Figure 39 : Corrélation de la concentration des matières en suspension et du débit pour la saison 2005-2009.

La variation de la concentration des matières en suspension en fonction du débit de la saison 2006 dans le bassin versant de Longueira présente 2 aspects distincts (Figure 39). On remarque, une forte croissance de la concentration en matières en suspension pour de faibles débits (inférieures à environ $5 \text{ m}^3/\text{s}$). La concentration ne semble alors pas être contrôlée par le débit. Cette constatation a été mise en évidence en région méditerranéenne au Maghreb, dans un milieu biophysique similaire au bassin de Longueira par Ghenim et al. (2007) et en Australie dans un bassin versant où la pluviométrie moyenne annuelle est de 274,4 mm (Bourke, 2002). Ceci, semble attester que le transport solide, qui a besoin d'une source d'énergie pour se manifester, est étroitement lié à l'écoulement sans qu'il y ait une véritable proportionnalité (Ghenim et al., 2007). Le fait que, la concentration des matières en suspension prenne des valeurs différentes pour un débit identique rend compte du phénomène d'hystérésis (Benkhaled & Remini, 2003). Ceci veut dire dans ce cas précis que la dynamique de variation des matières en suspension n'est pas contrôlée par le débit mais plutôt par d'autres facteurs comme la disponibilité des matériaux dans les zones proches du

cours d'eau ou dans le cours d'eau lui-même. Ainsi, en montée de crue les concentrations peuvent être plus fortes car il y a beaucoup de matériel disponible, alors qu'en décrue, les matériaux sont plus rares et les concentrations sont plus faibles pour un même débit.

Après, cette phase de forte augmentation des concentrations pour de faibles débits, la relation présente une autre forme (Figure 39) où les concentrations des matières en suspension varient peu alors que les débits continuent d'augmenter. Cette faible variabilité temporelle de la concentration semble indiquer que l'écoulement du cours d'eau ne peut pas mettre en suspension davantage de sédiment car il a certainement atteint son niveau de saturation. Dans ce cas, le transport sédimentaire est en équilibre : La mise en suspension est équivalente au dépôt. Autrement dit, lorsque la charge solide est très élevée ; le débit solide entrant est égal à celui sortant (Degoutte, 2005; Penven et al., 2001).

3.1.4 Mise en évidence du phénomène d'hystérésis dans le sous bassin versant de Longueira durant la saison 2006.

Les types de relation concentration (C) – débit (Q) restent dans l'ensemble mal connus (Batalla & Sala, 1994 ; Hodgkins, 1999 ; Chikita et al., 2002, Benkhaled & Remini, 2003 ; Seeger et al., 2004). Certains auteurs comme Lenzi & Marchi (2000), Jansson (2002), Seeger et al., (2004) et Zabaleta et al., (2007) ont analysé les facteurs qui agissent à la fois sur le débit liquide et le débit solide dans les cours d'eau. Les relations C-Q sont affectées par divers facteurs, notamment : l'intensité et la distribution spatiale des précipitations, le volume et la vitesse de ruissellement, la rugosité du fond des vallées et les distances parcourues par les eaux de crue dans le cours d'eau principal. On peut ajouter à cet ensemble de facteur la présence du couvert végétal fortement influencé dans les régions agricoles capverdiennes par les activités culturelles.

La tendance pour que la concentration de matières en suspension ait différentes valeurs à des débits identiques est l'effet d'hystérésis (Beschta, 1987; Gurnell, 1987; Kronvang et al., 1997). Selon (Benkhaled et Remini, 2003), certains travaux (DiCenzo & Luk, 1997 ; Lenzi & Marchi, 2000 ; Jansson, 2002) ont pu identifier les sources de sédiments dans un système en analysant systématiquement les hystérésis du système étudié. D'autres auteurs (Kobayashi et al., 1999) ont identifié différents processus d'écoulement (débits) par le biais de la description de l'hystérésis combinée à l'analyse de la température et de la conductivité.

Dans cette étude, on cherche à caractériser la relation C-Q à travers l'analyse des processus d'hystérésis sur la base des crues des saisons humides 2006 et 2009 dans le bassin versant de Longueira.

La particularité cyclique de la relation entre la concentration en matières en suspension et le débit, se résume en trois périodes (Figure 40). La première période (désagrégation) est caractérisée par une forte augmentation de la concentration de sédiments en suspension et du débit. Cette phase est définie par l'arrivée successive des premières quantités de matériaux en suspension produites essentiellement par l'effet "splash" des pluies érosives dans les zones de ruissellement proches de l'exutoire du bassin (Benkhaled et Remini, 2003). Cette période peut aussi correspondre à la remobilisation des matériaux déposés sur le fond lors des basses eaux (Kattan *et al.*, 1987). La seconde période (transport) caractérisée par une diminution de la concentration des matières en suspension et une forte augmentation du débit. Cette phase de transport correspond à la dilution de la concentration en sédiments et peut également être attribuée à l'érosion des berges du cours d'eau (Kattan *et al.*, 1987; Dinehart, 1992). La troisième période (dépôt) est caractérisée par une diminution conjointe de la concentration de matières en suspension et du débit. Cette phase correspond au dépôt des matériaux sur le lit des cours d'eau et dans les zones alluviales du bassin (Benkhaled et Remini, 2003).

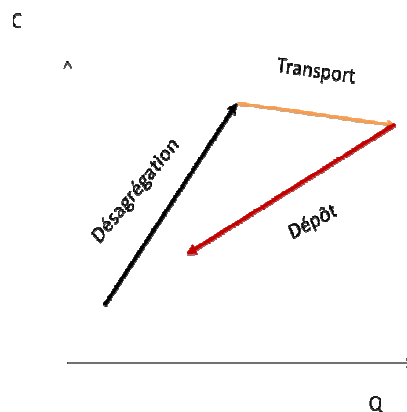


Figure 40 : Modèle de boucle C-Q (Adapté de Benkhaled et Remini, 2003)

D'autres facteurs que l'enchaînement désagrégation-transport-dépôt contrôleraient également l'hystérésis, notamment la taille du bassin versant, la hauteur des pluies et l'humidité du sol (Klein *et al.*, 1989) ou encore les conditions d'humidité précédentes (Seeger *et al.*, 2004).

Williams (1989) indentifie et classe cinq type de boucles d'hystérésis différents (Figure 44) : valeur simple (single valued), sens des aiguilles d'une montre (clockwise), sens contraire des aiguilles d'une montre (counter-clockwise), ligne simple commune (single valued plus) et figure en forme de huit (eight-shaped). Selon Williams (1989) chaque classe est caractérisée par un objectif simple et des critères mathématiques fiables, notamment la pente de la relation C-Q (c'est-à-dire le ratio C/Q) en montée de crue et en décrue (Tableau 44).

Tableau 44 : Types de boucles d'hystérésis (d'après Williams, 1989).

Classe	Forme de boucle ou relation	Critère ou rapport C/Q_i	Référence auteur
I	Ligne droite (single line) Courbe dont la pente croît lorsque Q_i augmente Courbe dont la pente décroît lorsque Q_i augmente	$(C/Q_1)_r \approx (C/Q_1)_f$ Les pentes des deux sections montée et décrue sont égales Les pentes des deux sections montée et décrue sont inégales	Wood (1977)
II	Boucle dans le sens des aiguilles d'une montre (Clockwise loop)	$(C/Q_1)_r > (C/Q_1)_f$ pour toutes les valeurs de Q_i	Paustian & Beschta (1979)
III	Boucle dans le sens contraire des aiguilles d'une montre (Counterclockwise loop)	$(C/Q_1)_r < (C/Q_1)_f$ pour toutes les valeurs de Q_i	Axelson (1967)
IV	Linéaire simple plus une boucle (single line plus a loop)	$(C/Q_1)_r \approx (C/Q_1)_f$ pour une partie des valeurs de Q_i $(C/Q_1)_r \geq (C/Q_1)_f$ pour l'autre partie des valeurs de Q_i	-
V	Figure huit (Figure height)	a) $(C/Q_1)_r > (C/Q_1)_f$ pour une partie des valeurs de Q_i b) $(C/Q_1)_r < (C/Q_1)_f$ pour l'autre partie des valeurs de Q_i	Arnborg et al. (1967)

$(C/Q_1)_r \approx (C/Q_1)_f$, de la courbe de montée de crue (rising, qui correspond à la lettre « r ») pour des débits données

$(C/Q_1)_f \approx (C/Q_1)_r$, de la courbe de décrue (falling, qui correspond à la lettre « f »).

3.1.5 Analyse

L'approche adoptée pour l'analyse des processus d'hystérésis est la suivante. Dans un premier temps on analyse graphiquement l'évolution temporelle de la concentration des matières en suspension (C) et du débit (Q), puis la relation C en fonction de Q (Figure 43).

Dans un second temps, on classe chaque hystérésis selon les critères de Williams (1989) décrits dans le Tableau 44. Les crues utilisées pour cette analyse sont au nombre de 9 crues dont 5 pour la saison 2006 et 4 pour la saison 2009 (Tableau 45). Ils représentent des épisodes caractéristiques de la période d'étude et prennent notamment en compte l'ensemble des facettes des crues (fortes, faibles et modérées) ainsi que leur distribution temporelle (août, septembre et octobre). Tableau 44 : Types de boucles d'hystérésis (d'après Williams, 1989).

Tableau 45 : Chronologie des crues sélectionnées pour l'analyse des processus d'hystérésis.

<i>N°</i>	<i>Saison</i>	<i>Nombre d'observations</i>
1	1 août 2006	34
2	15 août 2006	9
3	3 septembre 2006	38
4	13 septembre 2006	5
5	14 septembre 2006	6
6	9 août 2009	8
7	18 août 2009	12
8	23 août 2009	7
9	27 octobre 2009	7

L'approche de Williams (1989) est complétée par l'analyse des rapports entre la concentration maximum (C_{\max}) et la concentration minimum (C_{\min}) en montée de crue et en décrue (Tableau 48) utilisée par Benkhaled et Remini (2004). Les valeurs des paramètres statistiques des crues sélectionnées sont présentées dans le Tableau 46. Cette analyse qualitative est finalement complétée par la paramétrisation de la relation $C=f(Q)$ en montée de crue et en décrue (Tableau 47).

Tableau 46 : Paramètres statistiques des crues sélectionnées

crue	Variable	Écart Type	Moyenne	Médiane	Cv
1	Q	7,977	35,292	8,921	1,279
	C	16,362	114,564	90,240	0,808
2	Q	0,377	1,647	1,497	0,605
	C	6,754	33,843	32,085	0,592
3	Q	8,218	29,851	6,165	1,652
	C	13,750	114,381	116,150	0,721
4	Q	0,294	1,088	0,853	0,535
	C	6,135	28,290	30,695	0,376
5	Q	0,264	0,986	0,853	0,535
	C	6,578	13,024	4,580	1,010
6	Q	0,659	4,088	4,662	0,395
	C	2,835	16,757	15,870	0,414
7	Q	0,710	0,710	3,866	0,717
	C	2,225	11,884	9,870	0,592
8	Q	0,523	3,153	3,247	0,371
	C	1,338	7,320	6,680	0,409
9	Q	0,256	1,310	1,313	0,436
	C	0,712	5,900	5,600	0,270

Cv: coefficient de variation.

Q en $m^3 \cdot s^{-1}$; C en $g \cdot l^{-1}$

Le tracé des 9 graphes temporels de la concentration et du débit (Figure 41) permet de constater les caractéristiques types pour chaque crue. Les caractéristiques des hystérésis de chaque crue sont présentées dans le (Tableau 47).

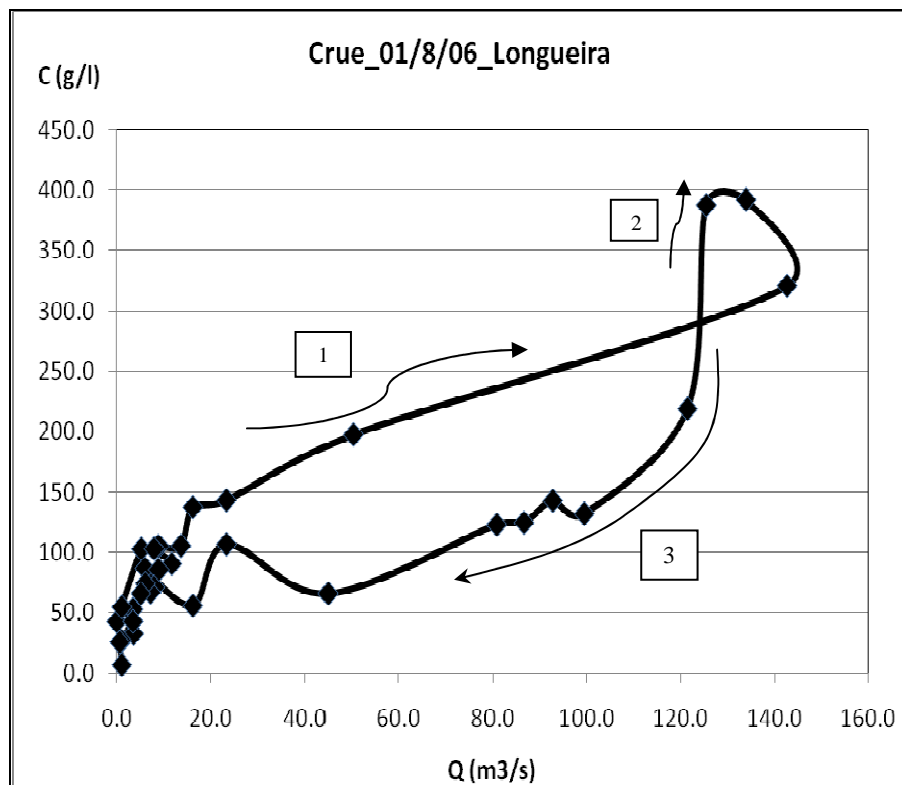
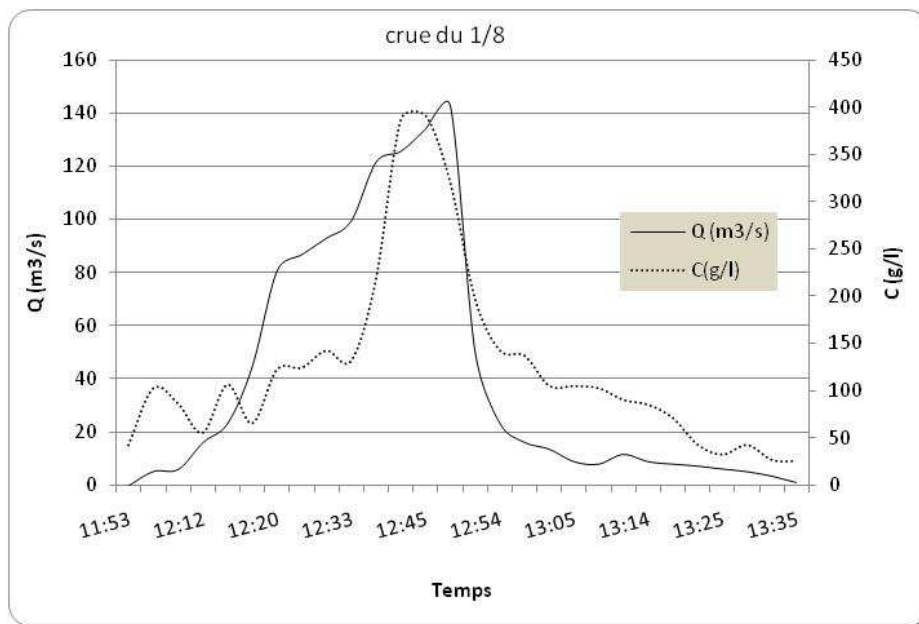


Figure 41 : Dynamique du transport des matières en suspension sur la rivière de Longueira en fonction du débit instantanée durant les saisons 2006 et 2009 : évolution temporelle des concentrations de matières en suspension (g/l) et du débit (m^3/s) ; mise en évidence des phénomènes d'hystérésis dans la relation $C=f(Q)$.

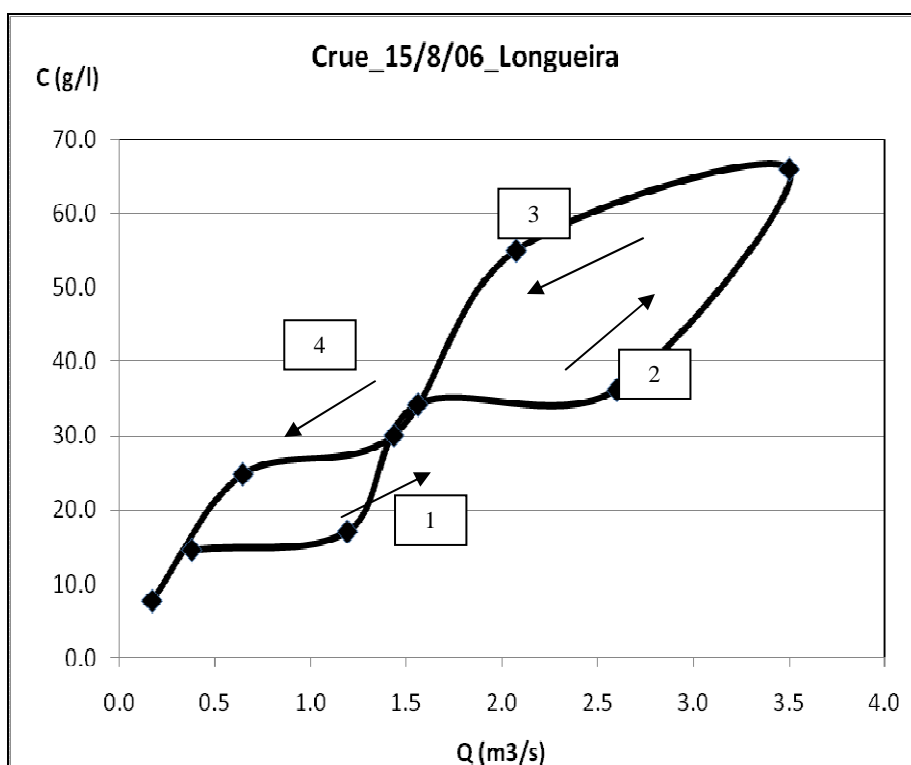
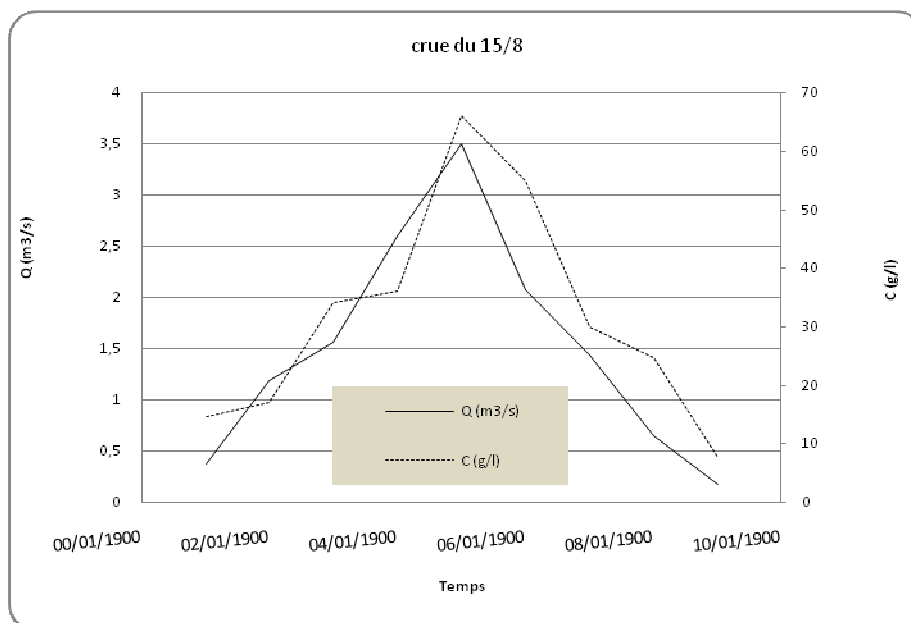


Figure 41 (suite)

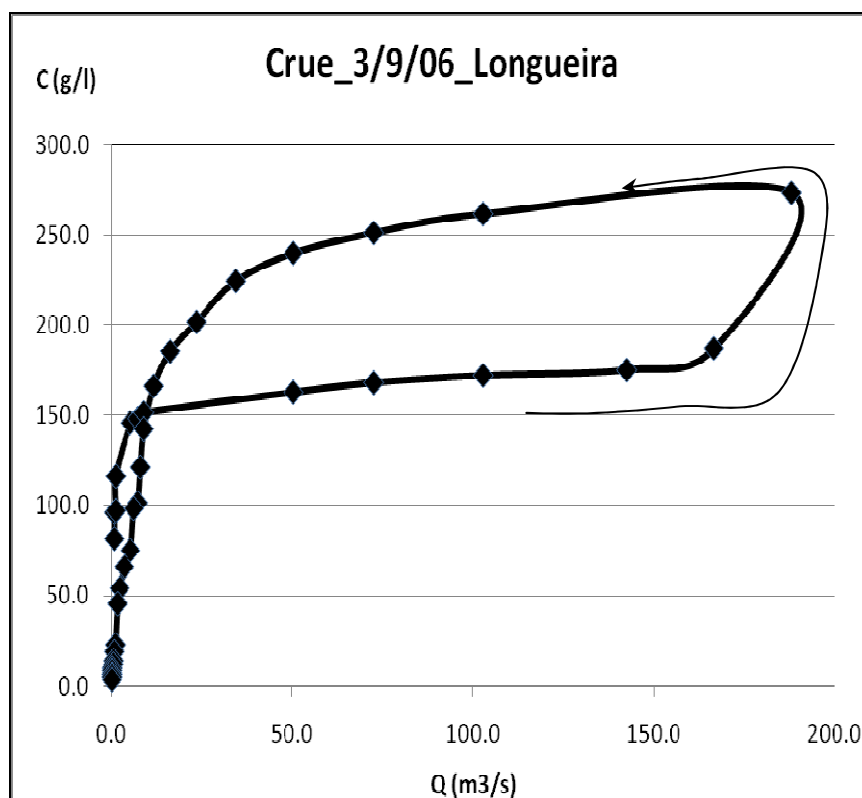
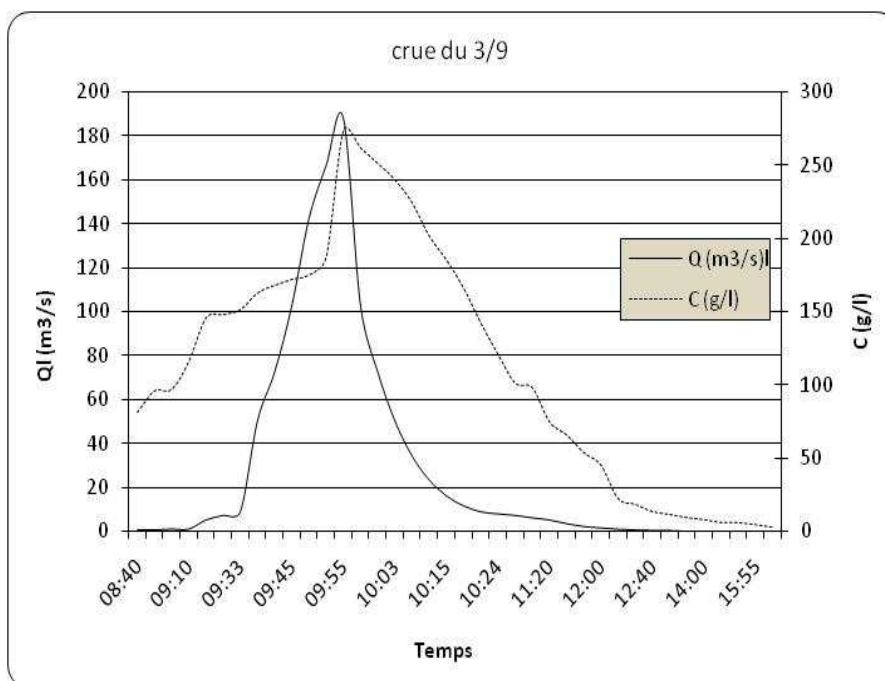


Figure 41 (suite)

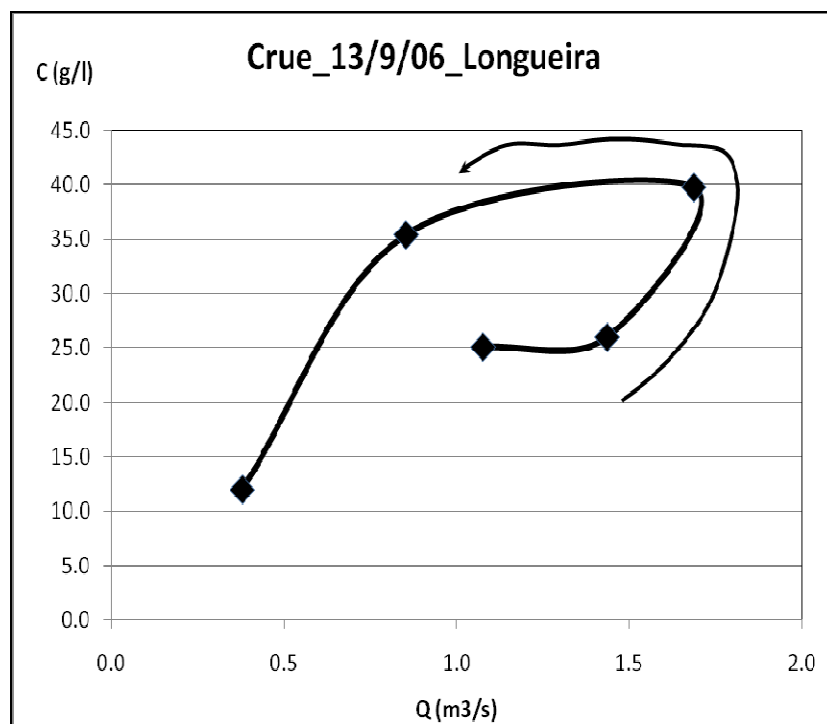
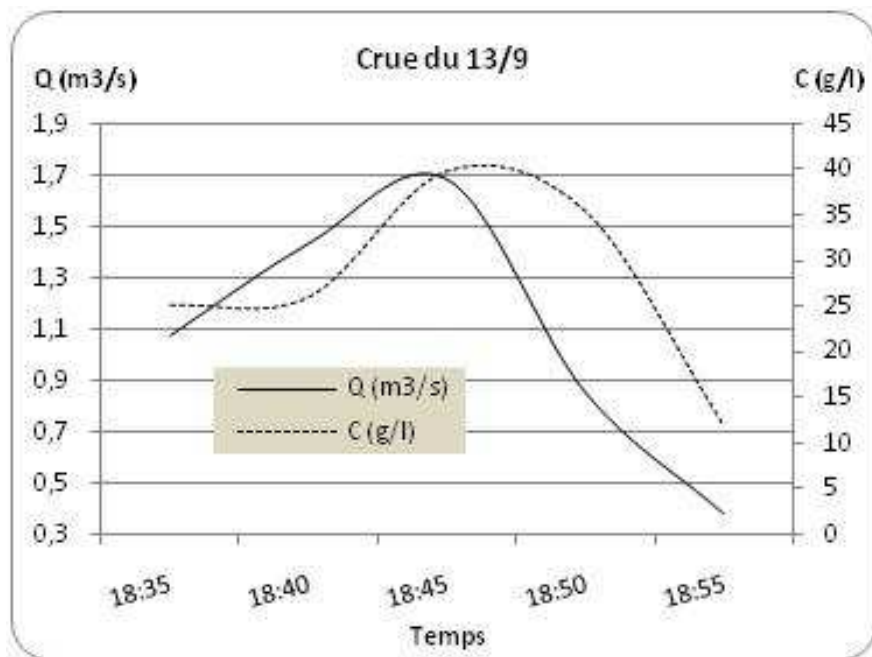


Figure 41 (suite)

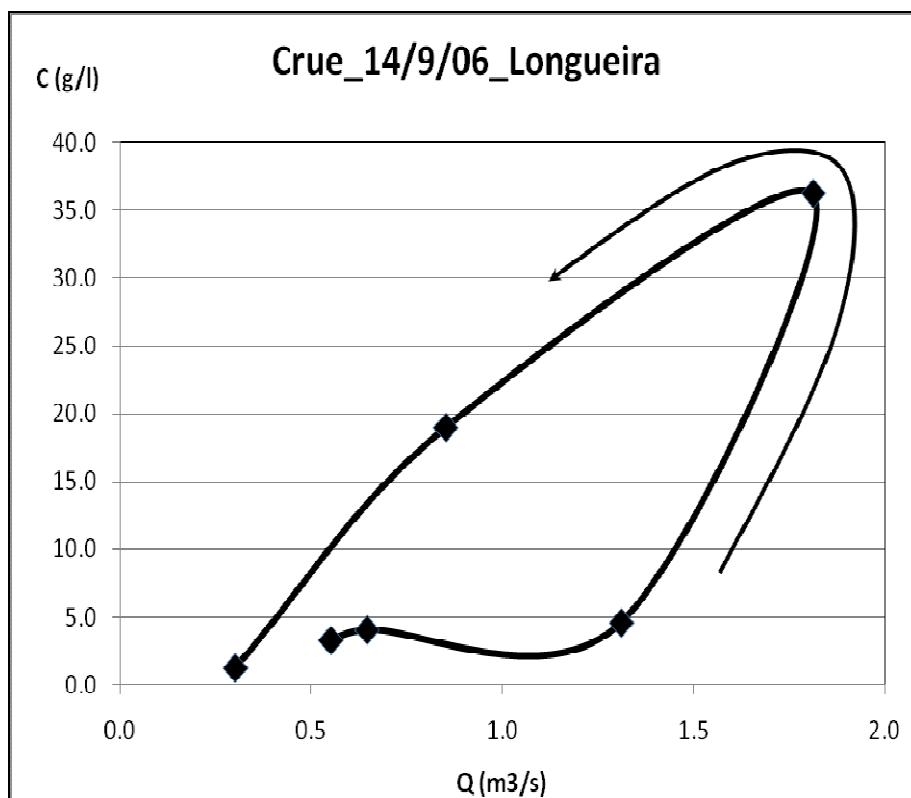
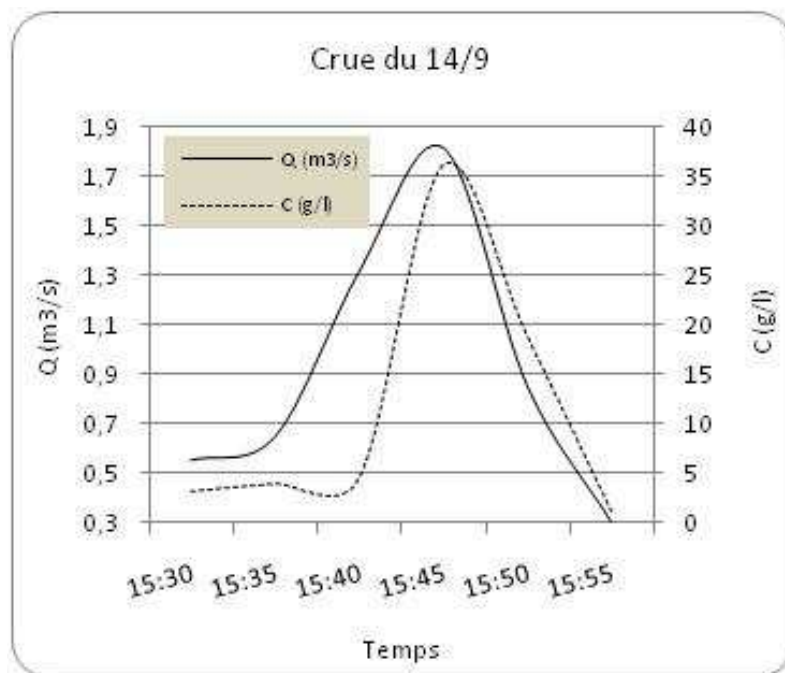


Figure 41 (suite)

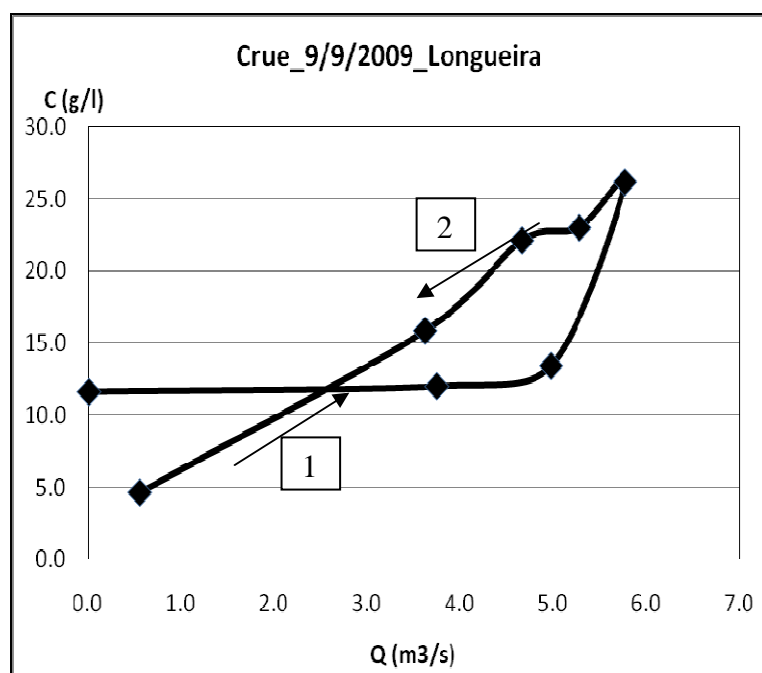
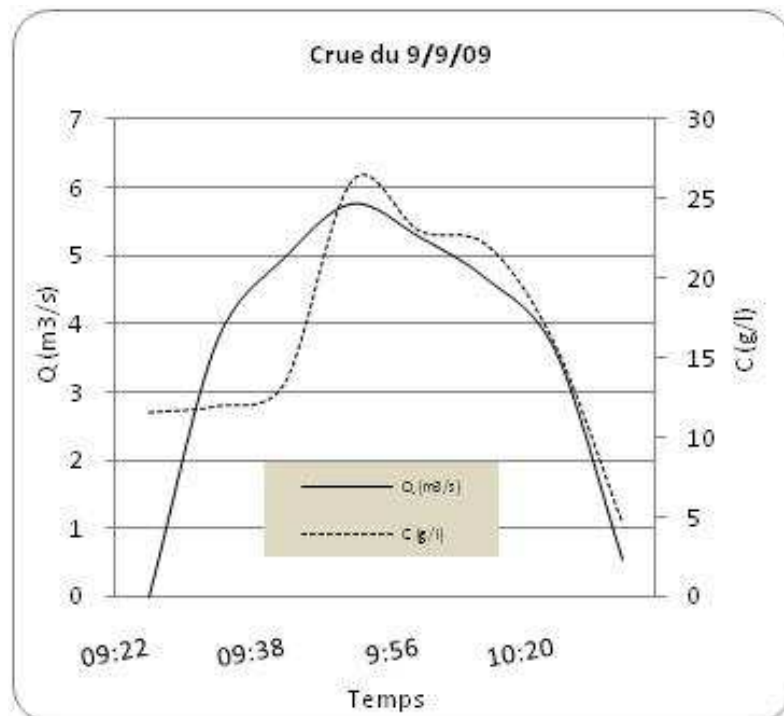


Figure 41 (suite)

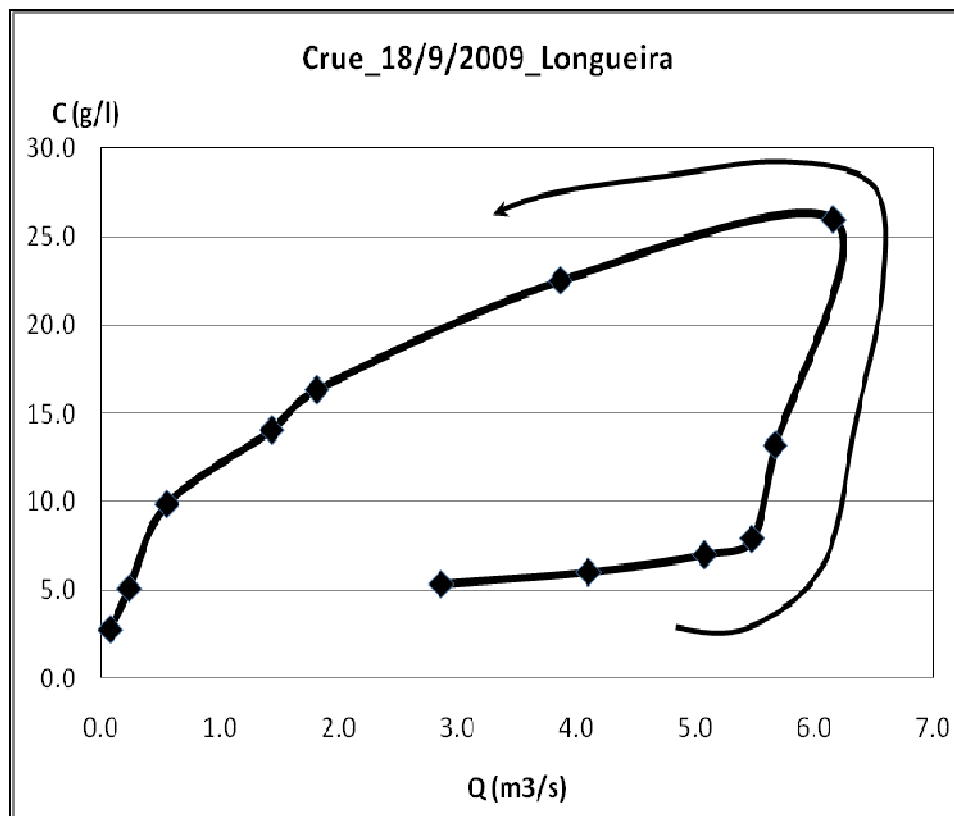
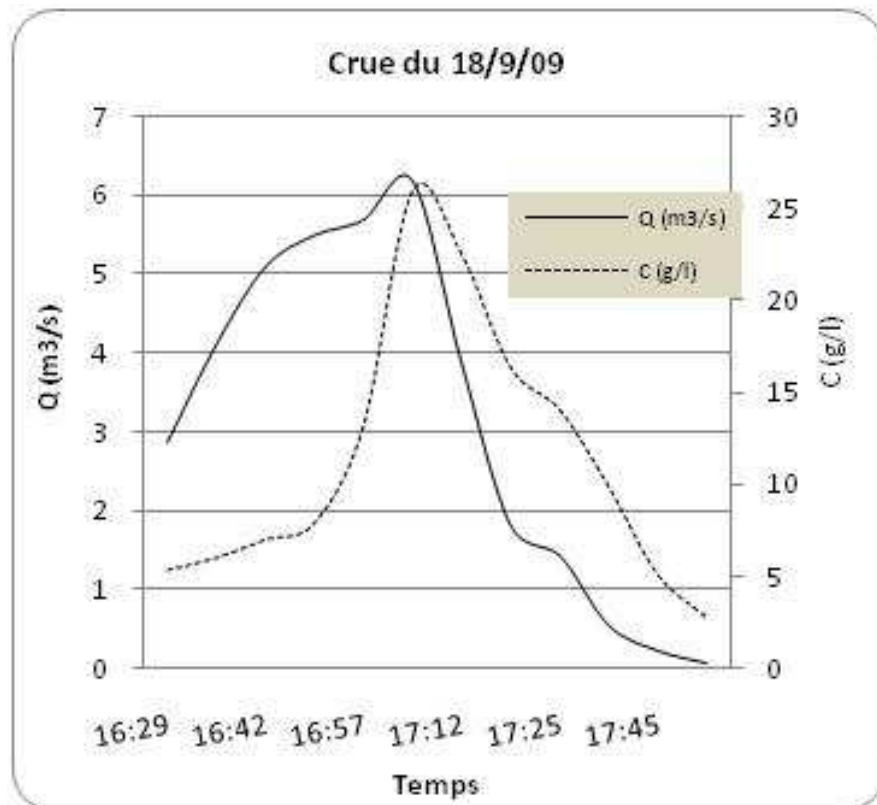


Figure 41 (suite)

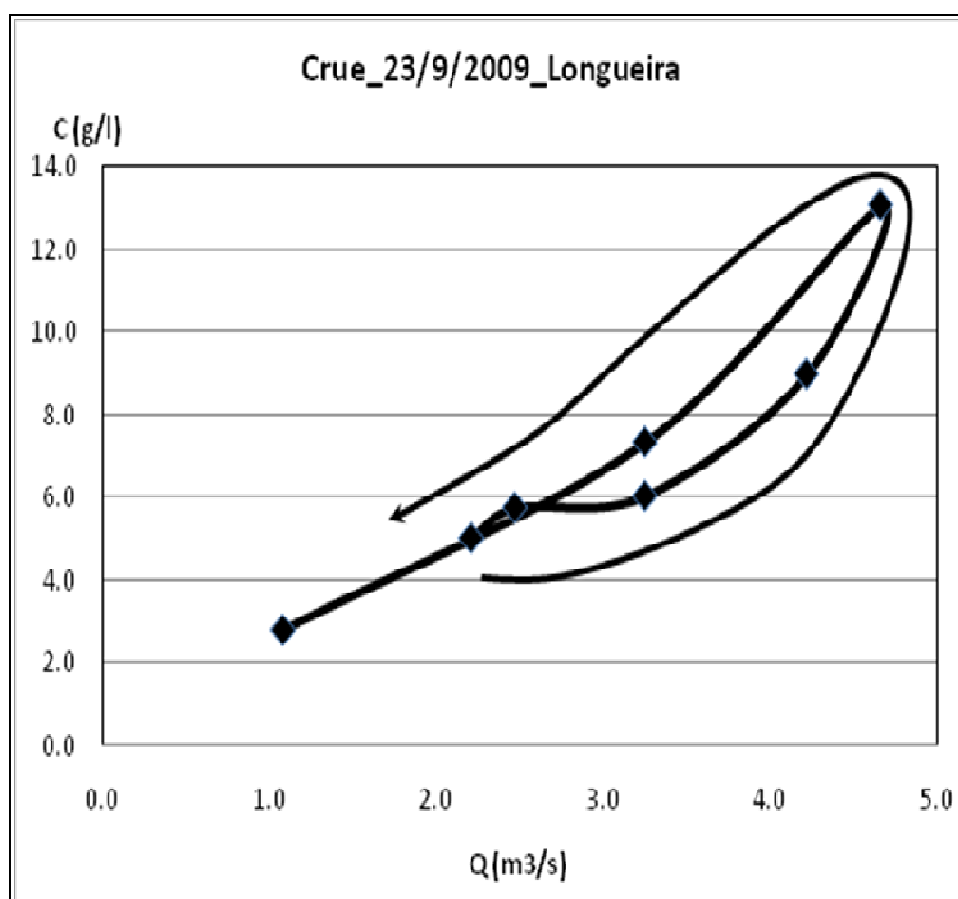
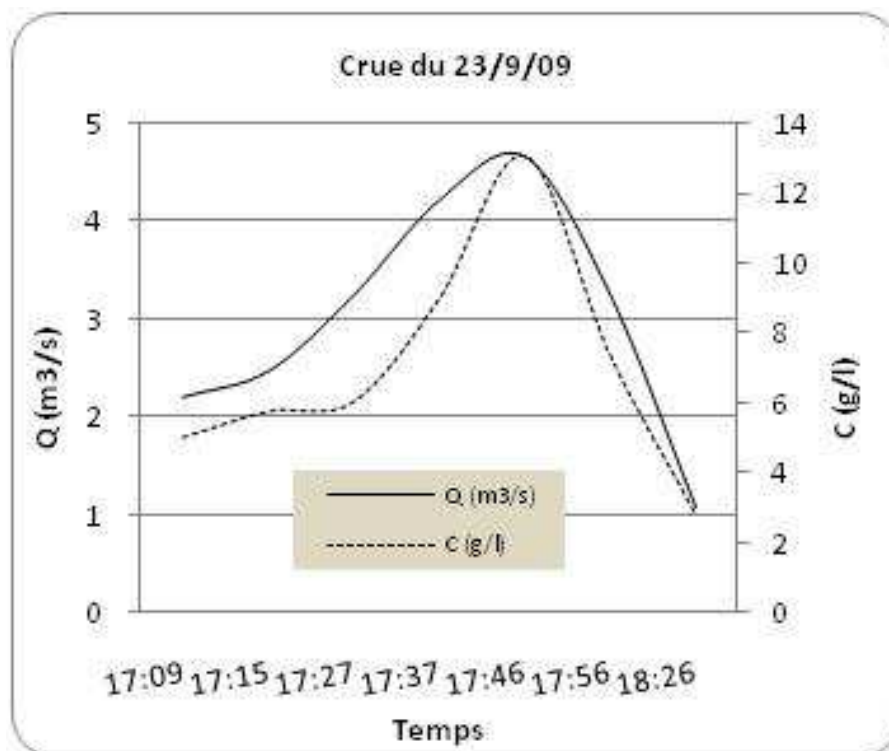


Figure 41 (suite)

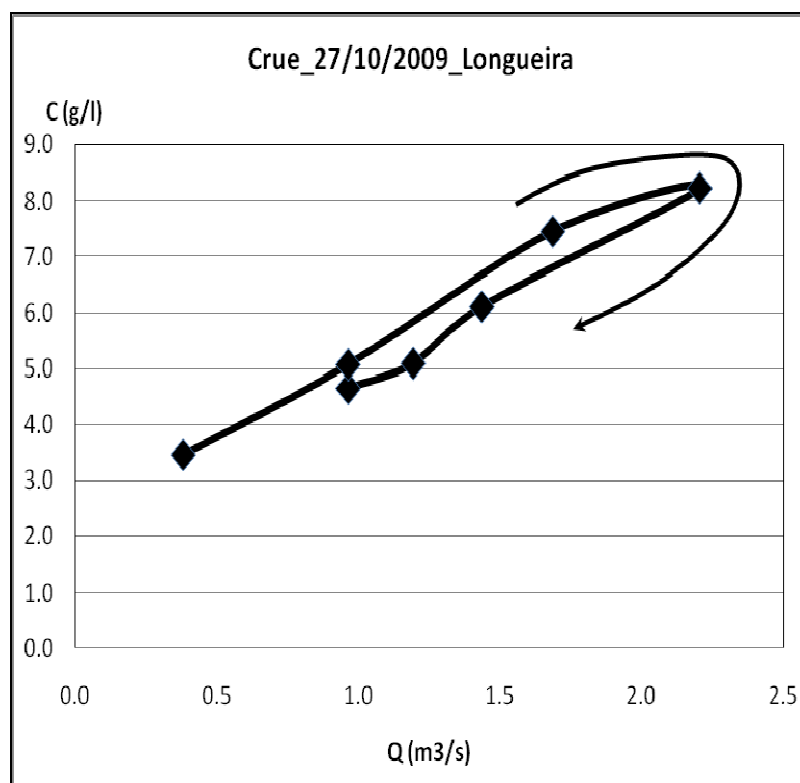
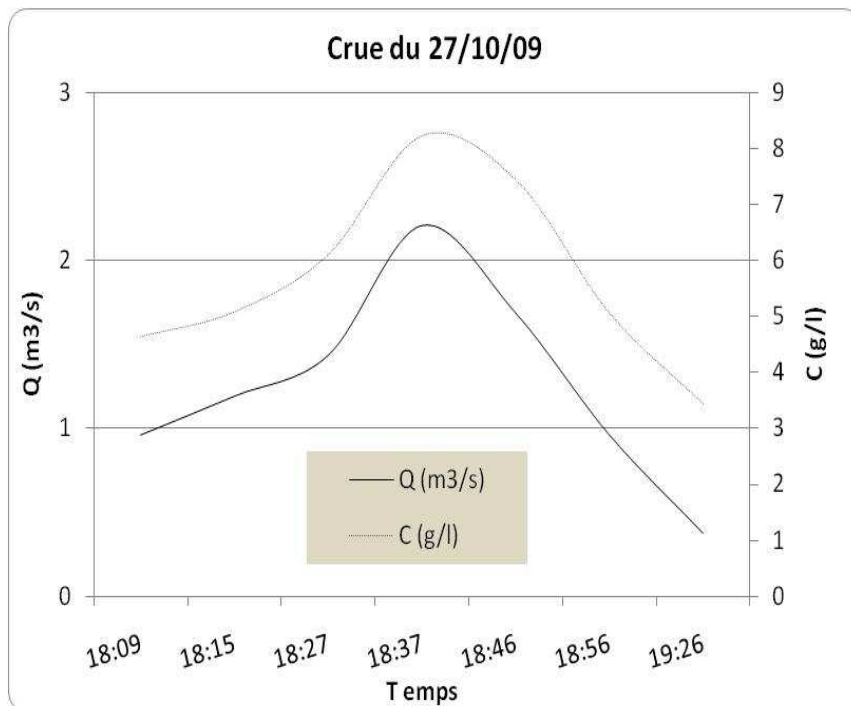


Figure 41 (suite)

Tableau 47 : Paramétrisation des relations C-Q en montée de crue et en décrue

<i>Date crue</i>	<i>Equation montée de crue (rising)</i>	<i>Equation décrue (falling)</i>	<i>C/Q_r par rapport à C/Q_f</i>	<i>Observation</i>
1/8/2006	$C = 1,8 Q + 40,1$	$C = 6,9 Q + 22,5$	$C/Q_r < C/Q_f$	Pic Cmax avant Pic Qmax
15/8/2006	$C = 10,6 Q + 10,1$	$C = 22,3 Q + 22,5$	$C/Q_r < C/Q_f$	Pics Cmax et Qmax simultanés
3/9/2006	$C = 0,4 Q + 120,5$	$C = 2,8 Q + 54,8$	$C/Q_r < C/Q_f$	Pics Cmax et Qmax simultanés
13/9/2006	$C = 2,5 Q + 22,3$	$C = 4,0 Q + 2,2$	$C/Q_r < C/Q_f$	Pics Cmax et Qmax simultanés
14/9/2006	$C = 1,3 Q + 2,8$	$C = 4,0 Q + 2,2$	$C/Q_r < C/Q_f$	Pics Cmax et Qmax simultanés
9/9/2009	$C = 0,3 Q + 11,4$	$C = 4,0 Q + 2,2$	$C/Q_r < C/Q_f$	Pics Cmax et Qmax simultanés Boucle en huit incomplet
18/9/2009	$C = 1,9 Q - 1,2$	$C = 4,9 Q + 5,1$	$C/Q_r < C/Q_f$	Pics Cmax et Qmax simultanés
23/9/2009	$C = 0,8 Q + 3,3$	$C = 2,7 Q - 0,6$	$C/Q_r < C/Q_f$	Pics Cmax et Qmax simultanés Boucle en huit incomplet
27/10/2009	$C = 3,1 Q + 1,6$	$C = 3,1 Q + 2,2$	$C/Q_r = C/Q_f$	Pics Cmax et Qmax simultanés

Tableau 48 : Rapport des concentrations de matières en suspension maximum (Cmax) et minimum (Cmin) en montée de crue et en décrue selon l'approche de Benkhaled et Remini (2004).

<i>N° crue</i>	<i>Date</i>	<i>C_{max}/C_{min} Montée crue</i>	<i>C_{max}/C_{min} Décrue</i>
1	1/8/2006	7,1	30,4
2	15/8/2006	3,8	3,9
3	3/9/2006	2,8	78,2
4	13/9/2006	1,5	1,9
5	14/9/2006	9,0	10,4
6	9/9/2009	2,2	4,8
7	18/9/2009	4,3	5,9
8	23/9/2009	2,1	2,6
9	27/10/2009	1,6	1,6

Tableau 49 : Classement des crues basés sur le rapport C/Q (critères de Williams, 1989) et sur le rapport C_{max}/C_{min} (approche de Benkhaled et Reminin 2003) en montée de crue et en décrue.

Crue	Classe	Relation	Critères	Forme et caractéristique de la boucle de la crue
1/8/2006	V	Figure eight	$C/Q\ m < C/Q\ d$ $(C_{max}/C_{min})\ m < (C_{max}/C_{min})\ d$	Boucle en forme de huit, majoritairement counterclockwise
15/8/2006	III	Counterclockwise	$C/Q\ m < C/Q\ d$ $(C_{max}/C_{min})\ m < (C_{max}/C_{min})\ d$	Sens contraire des aiguilles d'une montre
3/9/2006	II	Counterclockwise	$C/Q\ m < C/Q\ d$ $(C_{max}/C_{min})\ m < (C_{max}/C_{min})\ d$	Sens contraire des aiguilles d'une montre
13/9/2006	II	Counterclockwise	$C/Q\ m < C/Q\ d$ $(C_{max}/C_{min})\ m < (C_{max}/C_{min})\ d$	Sens contraire des aiguilles d'une montre
14/9/2006	II	Counterclockwise	$C/Q\ m < C/Q\ d$ $(C_{max}/C_{min})\ m < (C_{max}/C_{min})\ d$	Sens contraire des aiguilles d'une montre
9/9/2009	III	Counterclockwise	$C/Q\ m < C/Q\ d$ $(C_{max}/C_{min})\ m < (C_{max}/C_{min})\ d$	Sens contraire des aiguilles d'une montre
18/9/2009	III	Counterclockwise	$C/Q\ m < C/Q\ d$ $(C_{max}/C_{min})\ m < (C_{max}/C_{min})\ d$	Sens contraire des aiguilles d'une montre
23/9/2009	III	Counterclockwise	$C/Q\ m < C/Q\ d$ $(C_{max}/C_{min})\ m < (C_{max}/C_{min})\ d$	Sens contraire des aiguilles d'une montre
27/10/2009	IV	Single line plus a loop	$C/Q\ m = C/Q\ d$ $(C_{max}/C_{min})\ m = (C_{max}/C_{min})\ d$	Les pentes des 2 sections montée et décrue sont égales

m = montée de crue (rising) et d = décrue (falling)

Lorsque, la relation C-Q est de type « **clockwise** », cela indique, que la source de sédiment est proche de l'exutoire, c'est-à-dire au niveau du cours d'eau ou des champs qui lui sont proches (Baca, 2002 ; Slattery et al., 2002; Rodríguez-Blanco et al., 2008; LeFrançois et al., 2007; Lopes et al., 2008 ; Arnborg et al., 1967; Walling, 1974; Wood, 1977; Van Sickel and Beschta, 1983; Klein, 1984; Jeje et al., 1991; Asselman and Middlekoop, 1998). D'autres interprétations indiquent que l'hystérésis de type clockwise peut être causée par i) la forte intensité des pluies au début de l'orage et à la réduction progressive des effets érosifs des pluies (Doty and Carter, 1965), ii) la présence d'écoulements moins superficiels après le pic de crue (Wood, 1977; Baca 2002), iii) le temps écoulé entre les crues et la durée de la crue (Wood, 1977), iiiii) le développement soudain d'un réseau de ravins en début de crue (diCenzo and Luck, 1997).

La classe « counterclockwise » (sens contraire des aiguilles d'une montre). Selon, Williams (1989) cette relation indique que le pic de la courbe de concentration des matières en suspension (C) est atteint après celui du débit (Q). Ce qui correspond à une arrivée tardive des particules de sédiment, provenant de l'érosion des sols des régions montagneuses, d'une source éloignée par rapport à l'exutoire (Lenzi & Marchi, 2000, cité par Vongvixay et al., 2010).

La relation « **Figure height** » (figure en huit) résulte de la combinaison de deux hystérésis : le type « clockwise » et le type « counterclockwise » (Williams, 1989). Elle correspondrait selon Arnborg et al., (1967) à la montée conjointe des débits liquide et solide dès le début de la crue alors qu'habituellement, l'augmentation du débit solide en montée de crue est retardé par rapport à celle du débit liquide. Cependant, bien qu'elle ait été observée à plusieurs reprises, la relation d'hystérésis de type « figure height » a très rarement fait l'objet d'interprétations précises (Bobrovitskaya, 1967 ; Arborg et al., 1967 ; Williams, 1987). De même, pour la relation « Single line plus loop », les publications concernant cette relation sont quasiment inexistantes (Williams, 1989).

L'analyse des processus d'hystérésis sur les crues des saisons humides 2006 et 2009 (Tableau 49) montre que, en 2006 la première crue (1/8/2006) est une hystérésis de type « Figure height », la deuxième crue (15/8/2006) est de type « counterclockwise » et les trois premières crues de septembre sont également de type « counterclockwise ».

Pour 2009, les trois premières crues (9/9, 18/9 et 23/9) sont toutes de type « Counterclockwise » alors que la dernière crue (27/10) présente une relation de type « Single line plus loop ». On note qu'il n'y a pas une classe d'hystérésis dominante pour Longueira. Cependant, parmi les 9 crues analysées, les hystérésis du type « Counterclockwise » sont les plus communs avec respectivement 4 en 2006 et 3 crues en 2009. Ces résultats vont dans le même sens que ceux déjà obtenus par d'autres auteurs (Walling and Webb, 1981, 1982; Van Sickle and Beschta, 1983; Klein, 1984; Morris & Fan, 1998, cité par Hejduk & Banasik, 2010 ; Bača, 2001; Scott et al., 2005; Rodríguez-Blanco et al., 2008) qui notent la dominance de ce type de relation.

En termes d'interprétations, la crue du 1/8/2006, qui est de la classe « Figure height », est arrivée très tôt dans la saison, tout juste après la fin du mois de juillet qui marque la transition entre la longue saison sèche et la saison des pluies. La pluie qui a généré cette crue s'est abattue sur des sols très secs dépourvus de couvert végétal et venant juste d'être perturbés par les semis de culture pluviale intervenant entre mi-juin et début août. Ainsi, du fait de la faible rugosité des sols, le ruissellement superficiel est élevé provoquant une érosion quasi instantanée, la mobilisation des sédiments proches de l'exutoire et donc l'amorce d'un hystérésis de type « clockwise ». On a d'ailleurs observé le pic de concentration de matières en suspension avant celui du débit. À la décrue, ce sont les

sources les plus éloignées de l'exutoire qui vont à leur tour alimenter en sédiment le cours d'eau, provoquant un hystérésis de type « counterclockwise ».

La crue intermédiaire du 15/8 de type « counterclockwise », arrive environ deux semaines après la première forte pluie de la saison. Les eaux d'écoulement sont donc moins chargées en début de crue car la quasi-totalité des sédiments du lit a été exportée lors de la première crue. Cependant, les versants plus éloignés de l'exutoire, fortement pentus contribuent toujours autant à la charge solide arrivant dans un second temps à l'exutoire.

Les trois dernières crues de la saison 2006 (3/9, 13/9 et 14/9) qui se concentrent essentiellement dans le mois de septembre présentent, également un hystérésis de type « Counterclockwise » montrant qu'à nouveau, des matériaux sédimentaires sont disponibles au cours de la crue, alors que le couvert végétal commence à se densifier. Cela s'explique par les activités de sarclage de la culture du maïs, intervenant un mois environ après la première pluie du 1^{er} août. Cette pratique, effectuée deux à trois fois durant le cycle végétal du maïs, consiste en un désherbage mécanique à la houe ayant pour effet de supprimer la cohésion du sol superficiel et de diminuer brusquement la protection des sols par la végétation qui se développe aux alentours de la culture du maïs. Une grande quantité de matériel issue des versants est alors facilement disponible pour l'érosion. En outre, la crue du 14/9 intervient dans un contexte où le sol reste saturé en eau depuis la crue antérieure, accentuant encore le ruissellement superficiel et donc le transport solide.

La saison humide 2009 est très différente de 2006 sur le plan hydro-climatique. En effet, le mois d'août a été très humide avec 16 événements pluvieux bien répartis temporellement pour un cumul de 174,6 mm. Ces pluies ont favorisé un développement harmonieux du couvert végétal, notamment de la culture du maïs, permettant d'augmenter la rugosité la protection du sol. Ainsi, les trois premières crues de la saison humide 2009 (9/9, 18/9 et 23/9) montrent toutes un hystérésis de type « counterclockwise », signifiant que les eaux arrivant en premier à l'exutoire proviennent certainement des escarpements et donc sont moins chargées en sédiment, contrairement aux eaux de ruissellement provenant des versants cultivés plus riches en matériaux érodables mais arrivant avec un certain retard au niveau de l'exutoire du fait de la rugosité de l'état de surface.

La dernière crue de la saison (27/10) arrive tardivement par rapport aux autres, alors que débute la transition entre la courte saison humide et la longue saison sèche. L'hystérésis de type « single line plus loop » signifie que les apports solides à l'exutoire se font de façon plus

ou moins uniforme au cours de la crue. Cela est probablement provoqué par deux ensembles de facteurs. Tout d'abord, en fin de saison les matériaux facilement et rapidement disponibles sont plus rares et l'érosion de versant est plus uniforme au cours de l'événement pluvieux. Ensuite, contrairement aux crues de début de saison, les écoulements profonds, peu chargés en matières en suspension, contribuent au débit du cours d'eau, diluant la concentration des matières en suspension.

L'analyse des rapports (C_{\max}/C_{\min}) en montée de crue et en décrue (**Tableau 48**) permet de préciser l'interprétation. L'ensemble des crues de la saison 2006 et 2009, présentent des rapports (C_{\max}/C_{\min}) moins élevés en montée de crue qu'en décrue. Ceci rend compte du fait que i) en montée de crue les concentrations sont élevées dès le début de la crue et que ii) en décrue, les concentrations chutent très rapidement. On notera que les crues du 1^{er} août et du 3 septembre 2006 présentent des rapports (C_{\max}/C_{\min}) très forts en décrue, certainement en raison de la nature exceptionnelle des événements et des concentrations observées. Les rapports (C_{\max}/C_{\min}) identiques en montée de crue comme en décrue pour la dernière crue de la saison 2009 (27/10/2009), confirment le comportement uniforme des concentrations.

3.2 Bilan des exportations des matières en suspension

3.2.1 Calcul des flux de matières en suspension

Le flux de matières qui transite à un instant donné dans un cours d'eau résulte du produit de sa charge en suspension par son débit liquide (Probst, 1992). Selon, le même auteur, il existe 2 groupes de méthodes pour calculer le flux ; les méthodes déterministes, basées sur les relations entre les débits et les concentrations, et les méthodes stochastiques basées sur les moyennes de concentrations, pondérées ou non par les débits. Dans le cadre de ce travail, on a adopté la méthode déterministe. Les flux instantanés de matières en suspension (MES) sont calculés pour chaque bassin versant. Puis, un bilan par crue et par année est ensuite établi.

Pour l'ensemble des trois bassins versants, les transports solides (T_s) et spécifique (T_{ss}) sont calculés sur la base des équations suivantes :

$$T_s = \frac{Q \times MEST}{10^3}$$

Avec :

T_s = transport solide (t/s)

Q = débit (m^3/s)

MEST = matières en suspension totale (g/l)

$$T_{ss} = \frac{T_s}{A}$$

Avec :

T_{ss} = transport solides spécifiques ($t.km^{-2}.s^{-1}$)

T_s = transports solides (t)

A = Surface du bassin versant (km^2)

Pour une période donnée (crue, mois ou année), le flux des matières solides en suspension exporté par les cours d'eau est calculé par la formule suivante :

$$T_s(période) = \sum_{j=1}^N [t_{j+1} - t_j] \times [Q_j C_j] \times 10^{-3} \quad (36)$$

Avec :

$T_s(période)$ = flux des matières en suspension exportées au cours de la période considérée (t)

$t_{j+1} - t_j$ = durée en secondes séparant deux prélèvements (j) consécutifs

Q_j = débit liquide à l'instant t_j ($m^3.s^{-1}$)

C_j = concentration des matières en suspension mesurée à l'instant t_j ($g.l^{-1}$)

N = nombre de prélèvements effectués sur la période considérée

3.2.2 Analyse des relations flux de matières – débit

3.2.2.1 Flux de matières du bassin versant de Longueira

Nous proposons d'observer les relations flux de matières (T_s) – débit (Q) pour chacune des crues de la saison humide de 2006 sur le bassin versant de Longueira. Les résultats obtenus (Figure 42) montrent que le flux de matières en suspension (T_s) est toujours positivement corrélé au débit liquide (Q). Ces relations ont été systématiquement quantifiées en ajustant un modèle de type « puissance » aux données ($T_s - Q$). Ce modèle est celui qui obtient les

meilleurs résultats en termes de coefficient de détermination de la régression, quelque soient les crues. En outre, un test « t » avec un intervalle de confiance de 95 % permet d'évaluer la probabilité pour que les paramètres de la régression (pente et ordonnée à l'origine) soient différents de zéro. Les résultats sont présentés dans le Tableau 50

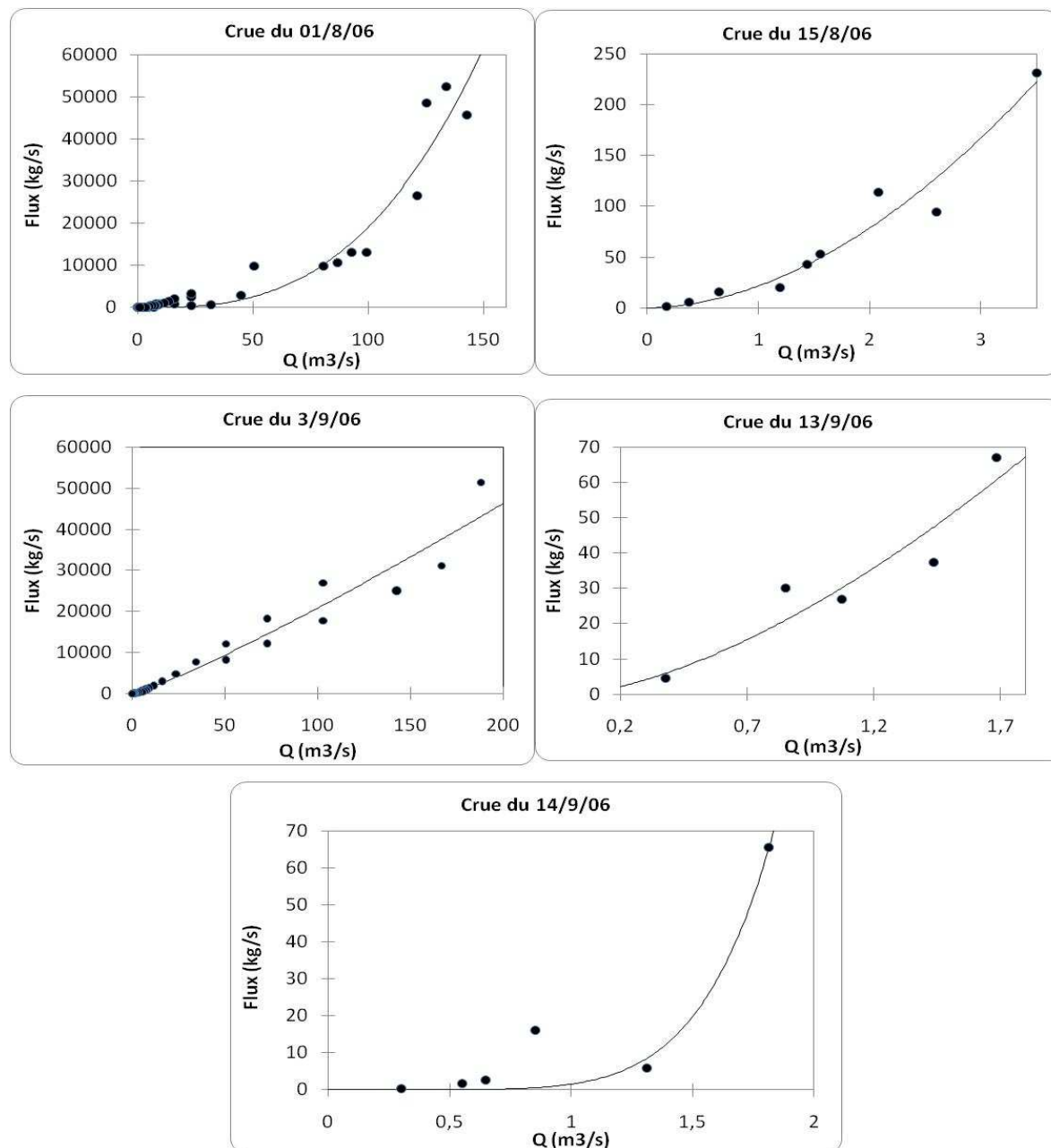


Figure 42 : Modélisation des flux de matières en suspension en fonction du débit instantané pour la saison de 2006 dans le bassin versant de Longueira

Si les relations T_s - Q sont systématiquement positives et suivent toutes une relation de type puissance, elles ne montrent cependant pas les mêmes caractéristiques. En effet, le coefficient de puissance varie assez fortement (Tableau 50) : il est de 2,89 pour la première

crue (1/8), puis diminue pour les crues suivantes (1,86 et 1,15 pour les crues du 15/8 et du 3/9 respectivement) et augmente à nouveau en fin de saison (1,56 puis 6,29 pour les crues du 13/9 et du 14/9 respectivement). Ces valeurs sont cohérentes avec celles estimées par différents auteurs et variant entre 1 et 3 (Parsons et al., 1963; Muller et Forstner, 1968 ; Bruschin et Trau, 1977 ; Wood, 1977 ; Finlatson, 1978 ; Vivian, 1980 ; Walling & Webb, 1981, 1982 ; Meybeck, 1984 ; Probst et Bazerbach, 1986 ; Kattan, 1987 ; Ghenim et al, 2007), sauf pour la dernière crue où le coefficient dépasse la valeur de 6. On notera cependant que dans ce dernier cas, le modèle doit être pris avec prudence car le nombre de données reste faible (Tableau 50). Dans le détail, à débit équivalent, le flux exporté diminue fortement entre le 1/8 et le 3/9, alors qu'il s'agit de deux événements hydrologiques exceptionnels. La raison pour laquelle l'évènement du 3/9 exporte relativement moins de matériaux que celui du 1/8 est à rechercher dans la disponibilité des matériaux sur le bassin versant. La crue du 1/8 est la première de l'année, intervenant après plus de 9 mois sans pluie et sur un sol nu et perturbé par les récents semis. Le ruissellement superficiel peut dès lors entraîner un matériel facilement disponible. La crue du 15/8, plus mesurée, reste cependant encore relativement efficace. En conséquence, lorsque l'évènement du 3/9 arrive, il y a moins de matériaux à exporter et les flux croissent moins rapidement en fonction du débit, malgré l'ampleur exceptionnelle de l'évènement. Il semble cependant que 2 semaines plus tard, de nouveaux matériaux soient à nouveau disponibles puisque les crues du 13/9 et du 14/9 sont plus efficaces malgré des débits de pointe nettement plus modestes. Il est probable que ces nouveaux matériaux soient le produit des opérations de sarclage intervenant environ un mois après les premières pluies datée de début août.

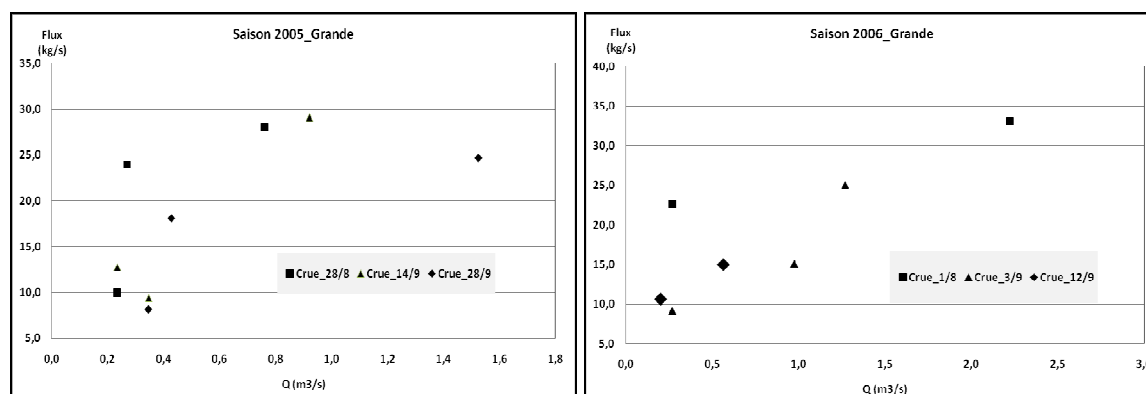
les deux premières crues (1/8 et 15/8) présentent des relations « puissance » assez prononcées, signifiant que les flux augmentent très rapidement au cours de la crue. Les deux crues suivantes (3/9 et 13/9) montrent une relation de type « puissance » moins prononcées. Sur ces relations, on constate que les valeurs du coefficient « a » varient entre 0.03 et 105.65 et celles du coefficient « b » entre 1.15 et 6.29 (Tableau 50).

Tableau 50 : Relations flux de MES (Ts en kg/s) – débits (Q en m³/s) pour la saison humide 2006 dans le bassin versant de Longueira. R² : coefficient de détermination, p probabilité pour que les paramètres du modèle soient nuls.

Crue	Date	Équation du modèle	R ²	N ^o obs.	p
1	1/8/2006	Ts = 0,031.Q ^{2.89}	0,94	34	0,00001
2	15/8/2006	Ts = 21,67.Q ^{1.86}	0,95	9	0,00001
3	3/9/2006	Ts= 102,65.Q ^{1.15}	0,95	38	0,00001
4	13/9/2006	Ts =26,93.Q ^{1.56}	0,88	5	0,00001
5	14/9/2006	Ts = 1,51.Q ^{6.29}	0,94	6	0,00001

3.2.2.2 Flux de matières solides dans le bassin versant de Grande

Dans le bassin versant de Grande, les relations flux-débit sont présentées sur la Figure 43. Les données relatives à Grande étant peu nombreuses (3 échantillons par crue) on ne pourra pas procéder à l'analyse fine des relations T_s-Q. On constate que pour les 5 saisons humides (2005-2009), l'augmentation des flux de matières (Ts) correspond à une augmentation du débit (Q). Cependant, cette corrélation ne semble pas très marquée pour l'année 2008.



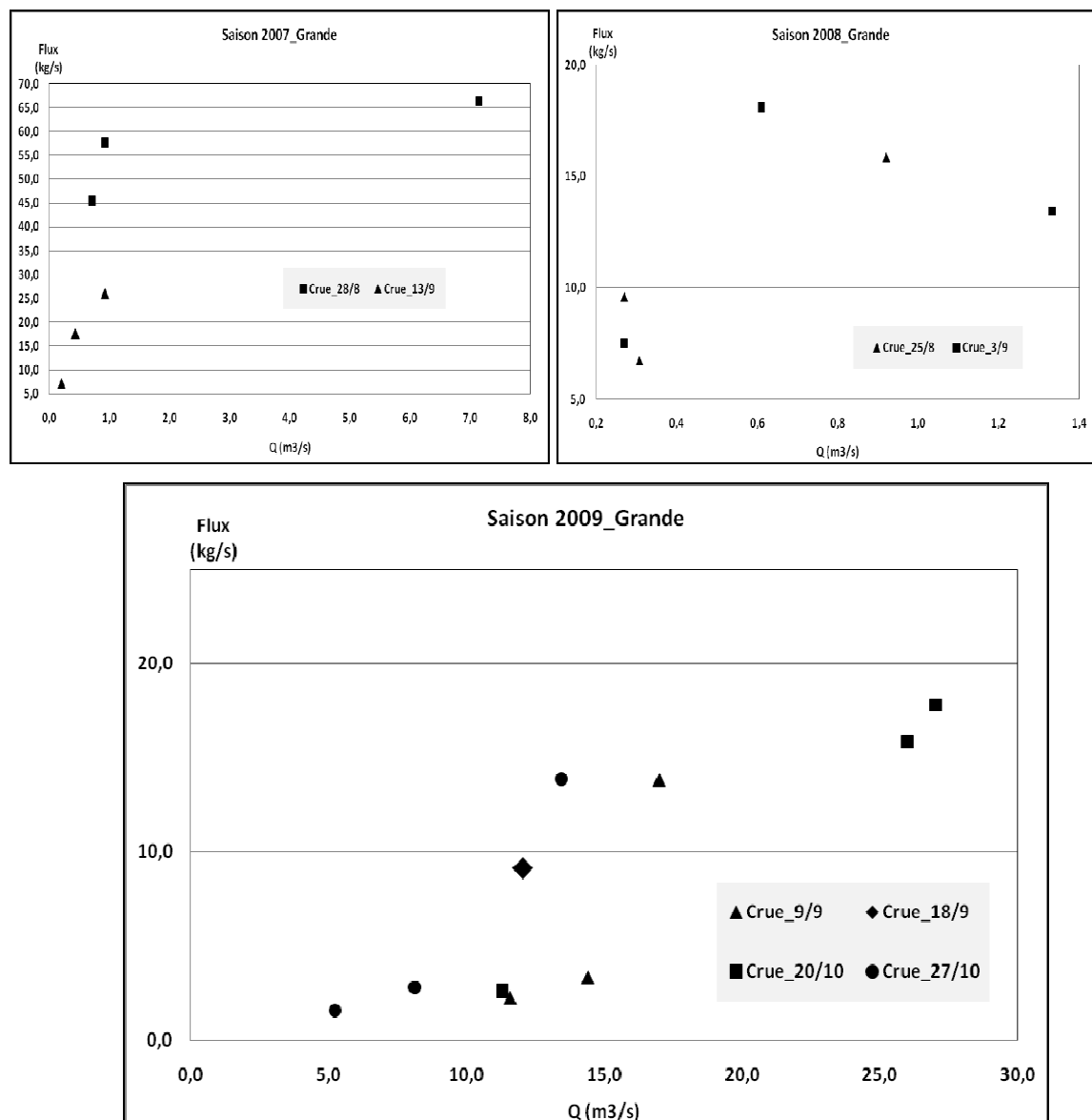


Figure 43 : Relation entre les flux de matières en suspension (kg/s) et les débits liquides (m^3/s) instantanés dans le bassin versant de Grande pour les saisons 2005-2009.

3.2.2.3 Flux des matières solides dans le bassin versant de Godim

Dans le bassin versant de Godim, les relations flux-débit sont présentées sur la Figure 44. Les données relatives à Godim étant peu nombreuses (3 échantillons par crue) on ne pourra pas procéder à l'analyse fine des relations T_s -Q. Là aussi, à l'échelle saisonnière, les relations flux-débit sont positivement corrélées mais cette corrélation est à nouveau peu marquée en 2008.

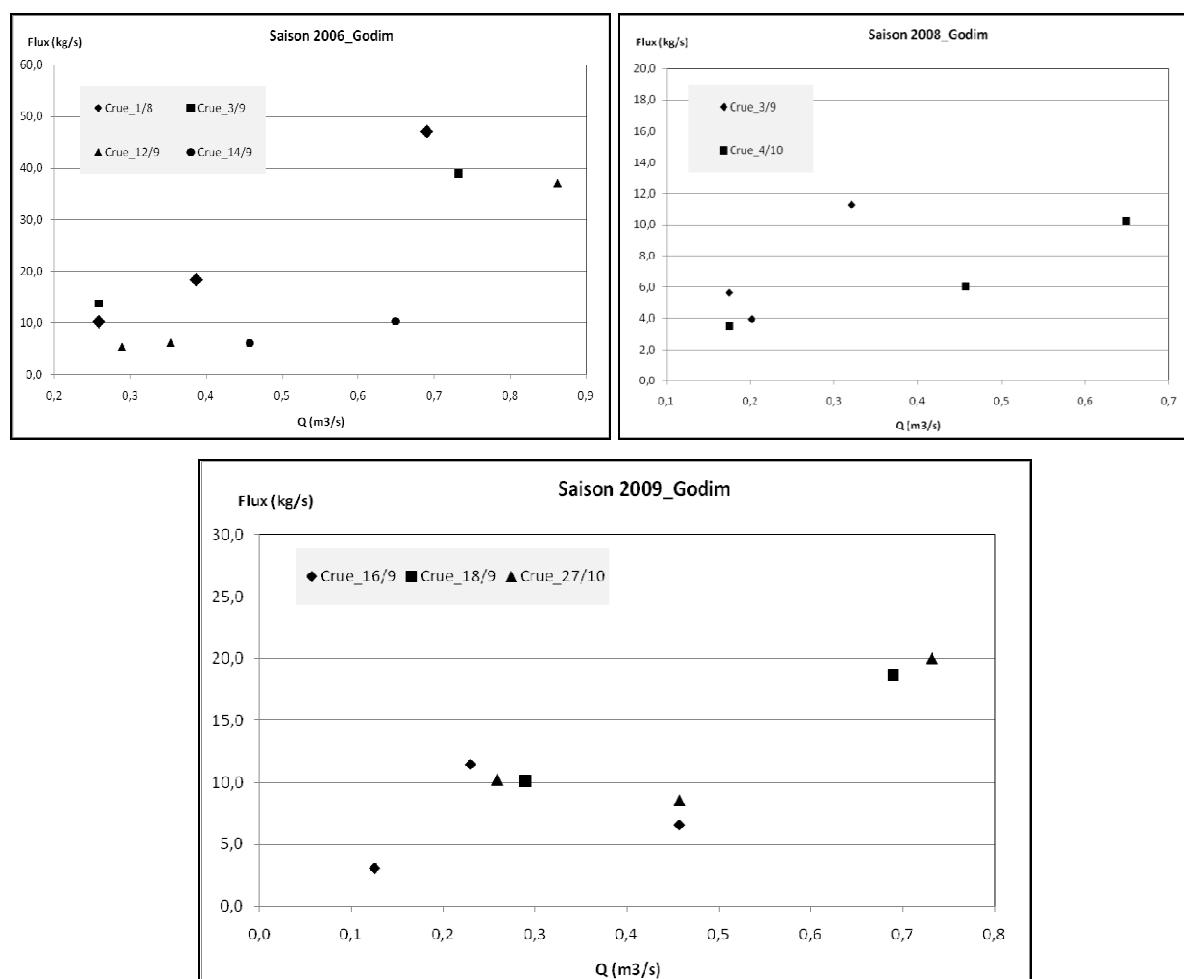


Figure 44 : Relation entre les flux de matières en suspension (kg/s) et les débits liquides (m³/s) instantanés dans le bassin versant de Godim pour les saisons 2005-2009.

3.2.3 Bilan des exportations de matières en suspension dans les trois bassins versants

3.2.3.1 Bassin versant de Longueira

Le **Tableau 51** présente les bilans mensuels et annuels d'exportation de matières en suspension estimées pour le bassin versant de Longueira et pour la période 2004 à 2009.

Ces bilans rendent compte d'une très forte disparité temporelle, tant à l'échelle saisonnière qu'à l'échelle interannuelle. En moyenne sur la période étudiée, août et septembre représentent les mois pendant lesquels les exportations de matières en suspension sont les plus fortes avec respectivement 54223 et 51672 tonnes de 2004 à 2009. Les exportations sont environ 100 fois plus faibles en juillet et en octobre avec respectivement 374,3 et 734,8

tonnes de 2004 à 2009. Les disparités interannuelles peuvent également être très élevées avec des bilans annuels qui varient de 276 t.an⁻¹ en 2007 à plus de 100 000 t.an⁻¹ en 2006, soit 66 à 24000 t.km⁻².an⁻¹ respectivement. L'exportation moyenne totale de matières en suspension dans le bassin versant de Longueira s'élève à 4266,5 t.km⁻².an⁻¹ (**Tableau 51**).

Tableau 51 : Bilan des exportations mensuelles de matières en suspension (t) et annuelles (t.km⁻².an⁻¹) à l'exutoire du bassin versant de Longueira

Saison	juillet	août	septembre	octobre	Total	
	t	t	t	t	t	t.km ⁻² .an ⁻¹
2004	0	0	3496,0	624,5	4120,5	985,8
2005	0	122,1	508,2	78,6	708,9	169,6
2006	0	53480,9	46965,2	0	100446,2	24030,2
2007	0	244,8	30,9	0	275,7	66,0
2008	374,3	375,1	0	0	749,4	179,3
2009	0	0	671,6	31,7	703,3	168,2
Total 2004-2009	374,3	54222,9	51671,9	734,8	107003,9	4266,5

3.2.3.2 Bassin versant de Grande

Le **Tableau 52** présente les bilans mensuels et annuels d'exportation de matières en suspension estimées pour le bassin versant de Grande et pour la période 2005 à 2009. Là aussi l'exportation des matières en suspension dans le bassin versant de Grande est concentrée sur les deux mois d'août et septembre, avec une très forte variabilité temporelle. Le mois d'août présente l'exportation de matières en suspension la plus significative avec 938,3 tonnes, en septembre les exportations sont quasiment divisées par deux avec 498,3 tonnes, et octobre présente le tonnage mensuel le plus bas, inférieur à 33 tonnes. L'exportation de matières en suspension durant les 5 saisons (2005-2009) présente un taux moyen de 157 t.km⁻².an⁻¹, et elle s'est quasiment concentrée sur 3 saisons : 2006, 2007 et 2009 avec respectivement 309, 213 et 224 t.km⁻².an⁻¹ contre une exportation de matières en suspension inférieure à 30 t.km⁻².an⁻¹ pour les saisons 2005 et 2008 (**Tableau 52**).

Tableau 52 : Bilan des exportations mensuelles de matières en suspension (t) et annuelles ($\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) à l'exutoire du bassin versant de Grande

Saison	juillet	Août	Septembre	Octobre	Total	
	t	t	t	t	t	$\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$
2005	0	14,6	41,0	0	55,6	29,7
2006	0	534,5	42,8	0	577,3	308,7
2007	0	379,7	18,4	0	398,1	212,9
2008	0	9,5	25,5	0	35,0	18,8
2009	0	0	387,6	31,7	419,3	224,2
Total 2005-2009		938,3	498,3	31,7	1468,3	157,0

3.2.3.3 Bassin versant de Godim

Le Tableau 53 présente les bilans mensuels et annuels d'exportation de matières en suspension estimées pour le bassin versant de Godim et pour la période 2005 à 2009. On constate que plus de la moitié des exportations ont lieu en septembre (65 tonnes de 2005 à 2009, contre 23 et 14,1 tonnes respectivement pour les mois d'août et de septembre ; Tableau 53). Le mois de juillet particulièrement sec (aucun écoulement n'a été observé) montre comme pour Grande des exportations nulles. Comme sur les autres bassins versants, on observe une forte variabilité interannuelle. En effet, 2006 est la saison pendant laquelle les exportations ont été les plus fortes avec près de 60 t.an^{-1} . Les saisons 2009 et 2008 ont eu une exportation nettement plus faible de 36 et 6 t.an^{-1} respectivement. En revanche, les saisons 2005 et 2007 ont été particulièrement sèches et ne montrent aucune exportation. L'exportation spécifique moyenne du bassin versant de Godim pour les 5 saisons (2005-2009) est de $10,2 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (Tableau 53).

Tableau 53 : Bilan des exportations mensuelles de matières en suspension (t) et annuelles ($\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) à l'exutoire du bassin versant de Godim

Saison	juillet	Août	Septembre	Octobre	Total	
	t	t	t	t	t	$\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$
2005	0	0	0	0	0	0
2006	0	23,0	37,1	0	60,1	30,0
2007	0	0	0	0	0	0
2008	0	0	2,9	2,1	5,0	2,5
2009	0	0	23,9	12,0	35,9	18,0
Total 2004-2009	0	23,0	63,9	14,1	101,0	10,1

3.2.3.4 Bilan comparatif sur les trois bassins versants

Les résultats du transport de matières dans les 3 bassins versants (Tableau 54) indiquent une forte variabilité spatiale. En effet, dans le bassin versant de Longueira, l'exportation moyenne des matières en suspension est de $4266,5 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, tandis que dans Grande et Godim, l'exportation s'élève à 107 et $10,1 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ respectivement.

Tableau 54 : Bilan des exportations de matières en suspension (T_{ss} en $\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$), lame d'eau écoulee en crue (Q mm. an^{-1}) et lame d'eau annuelle précipitée (Pen mm. an^{-1}) pour les 3 bassins versants durant les saisons humides 2005 à 2009

Saison	Longueira			Grande			Godim		
	T_{ss} ($\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$)	Q (mm. an^{-1})	P (mm)	T_{ss} ($\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$)	Q (mm. an^{-1})	P (mm)	T_{ss} ($\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$)	Q (mm. an^{-1})	P (mm)
2005	169,6	13,1	334,0	29,7	1,5	369,5	0	0	121,9
2006	24030,2	121,2	499,0	308,7	6,0	382,0	30,0	1,5	380,5
2007	66,0	3,2	341,8	212,9	3,8	228,0	0	0	201,5
2008	179,3	10,4	358,6	18,8	1,4	246,0	2,5	0,4	193,5
2009	168,2	12,9	642,9	224,2	5,9	595,9	18,0	1,2	491,0
Moyenne 2005-2009	4266,5	32,2	435,3	157,0	3,7	364,3	10,1	0,62	278,6

Les disparités interannuelles observées pour chaque bassin versant sont cohérentes entre elles. D'une façon générale les années les plus sèches sont aussi celles qui présentent les plus faibles taux d'érosion comme en 2005 et 2007, avec un gradient entre Longueira, où les taux restent les plus élevés, des 3 bassins, et Godim où les taux sont nuls pour ces 2 années là. Cependant, ce schéma général n'est pas toujours respecté. Ainsi, 2006 est une année exceptionnelle d'un point de vue hydroclimatique et montre les taux d'érosion les plus élevés dans chacun des trois bassins. Par contre, 2009 est une année à fort taux d'érosion dans les bassins de Grande et Godim, alors qu'elle est plutôt « intermédiaire » pour le bassin de Longueira où le taux d'érosion est inférieur à celui de 2008 (Tableau 54).

La relation entre le taux d'érosion (T_{ss}) et la lame d'eau écoulee en crue (Q) où la lame d'eau précipitée (P) est généralement la suivante : les années les plus humides sont en général celles où les écoulements de crue sont les plus élevés et donc également celles où les taux d'érosion sont les plus forts. Cependant, ce schéma général doit être lui aussi nuancé. Par exemple, sur le bassin de Longueira, les fortes précipitations de 2009, de 30% supérieures à

celle de 2006, donnent lieu à un écoulement modéré 10 fois moins fort qu'en 2006 (Tableau 54).

Pourtant, on peut mettre en évidence une relation de bonne qualité entre le flux spécifique annuel de matières en suspension (T_{ss}) et la lame d'eau annuelle écoulée pendant les épisodes de crue (Q) (Figure 45) :

$$\ln(T_{ss}) = 1,42 \cdot \ln(Q) + 2,55 \quad R^2 = 0,91 \quad \text{éq. 30}$$

Avec :

T_{ss} : taux d'érosion en $t.km^{-2}.an^{-1}$

Q : lame d'eau annuelle des écoulements de crue en $mm.an^{-1}$

Ainsi, l'augmentation de l'exportation des matières en suspension correspond à l'augmentation de la lame d'eau écoulée, et cette relation est la même quelque soit le bassin versant. Autrement dit, si on soumet le bassin de Godim aux conditions climatiques de Longueira, alors on aura les mêmes taux d'érosion et vice versa. Cela, impliquerait que la seule différence entre nos trois bassins versants réside dans le climat et notamment dans la génération des écoulements superficiels. Cependant, on peut remarquer en comparant les taux d'érosion de Longueira et Grande (Figure 46 et Tableau 54) qu'à écoulement de crue similaire, les exportations de matières en suspension sont plus importantes sur le bassin de Grande que sur celui de Longueira. Ainsi, une lame d'eau écoulée en crue de 4 à 6 $mm.an^{-1}$ sur Grande génère un flux de matières en suspension de 200 à 300 $t.km^{-2}.an^{-1}$ alors qu'une lame d'eau deux fois plus forte sur Longueira génère un flux nettement inférieur de 170 à 180 $t.km^{-2}.an^{-1}$).

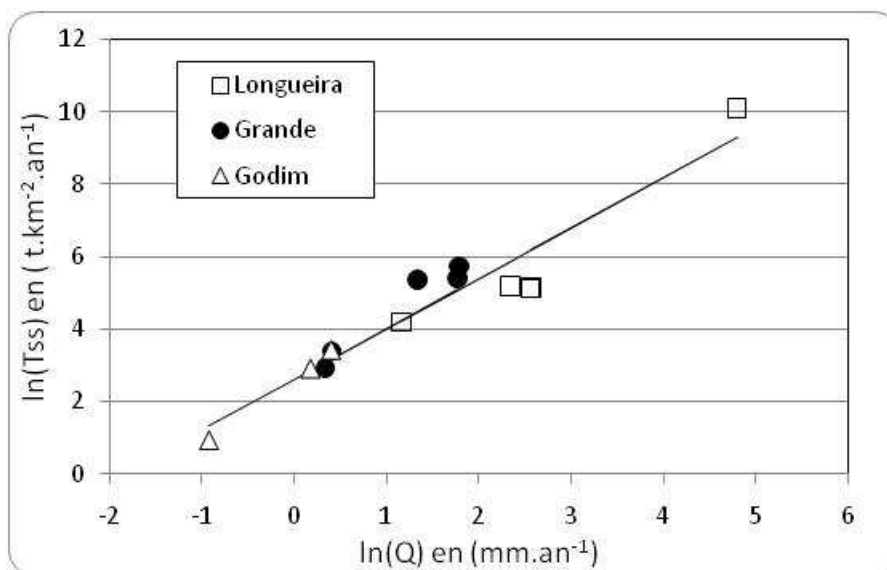


Figure 45 : Relation entre l'exportation de matières en suspension et la lame d'eau écoulée pour les 3 bassins versants durant les saisons humides 2005-2009

La Figure 46, qui met en relation le taux moyen d'exportation en matières en suspension (T_{ss}) et la lame d'eau annuellement écoulée (Q) uniquement pour les débits modérés, met clairement en évidence les différences entre bassins versants. A débit équivalent les flux d'érosion sont plus élevés pour Grande que pour Longueira. Cette différence très nette pourrait être expliquée par la dissimilitude des conditions d'état de surface des deux bassins versants. En effet, dans le bassin de Longueira, la forêt représente 69 % de la superficie du bassin de Longueira contre 17 % de surface agricole. En revanche, dans le bassin versant de Grande, la surface agricole occupe plus de 70 % de la superficie. En outre, Grande est légèrement plus pentu que Longueira et surtout plus petit (1,86 km² contre 4,18 km² pour Longueira), il a donc de plus faibles capacités à stocker des matériaux sur ses versants. Les caractéristiques topographiques du bassin de Grande le rendent donc plus sensible à l'érosion. Cela est probablement nettement accentué par la forte proportion de surfaces agricoles qui fragilisent les sols et favorisent l'érosion.

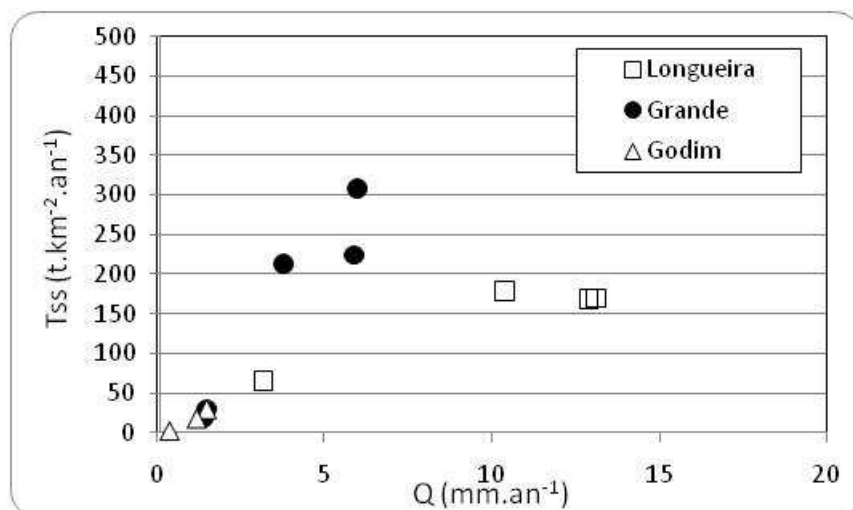


Figure 46 : Relation entre le flux de matières en suspension et la lame d'eau écoulee pour les 3 bassins versants durant les saisons humides 2005-2009

Comparées à d'autres études, les valeurs des exportations de matières en suspension obtenues avec les 3 bassins versants sont dans la gamme de valeurs estimées pour le Cap Vert qui vont de 0 à 4300 t.km².an⁻¹ (Mannaerts, 1984 ; Olivry, 1987 ; Lopes & Meyer, 1993 ; Smolikowsky, 2002) et présentées dans le Tableau 55. Si la valeur moyenne de l'exportation de matières en suspension de Longueira est très proche de l'estimation d'Olivry (1987) pour un bassin versant de Sao Nicolau, celle-ci apparait cependant comme un extrême par rapport à d'autres estimations. Elle est ainsi 5 à 6 fois supérieure à la moyenne de 771 t.km².an⁻¹ estimée pour les bassins de l'île de Santiago par Lopes & Meyer (1993). Cependant, cette estimation moyenne est basée sur l'évaluation des volumes de sédiments retenus par les digues sur une période de temps donnée. Elle pourrait donc être sous-estimée puisqu'elle ne prend pas en compte la part de matériaux passant au dessus de la digue, par contre elle intègre complètement le charriage de fond.

En comparaison des taux d'érosion estimés dans différents contextes, l'exportation de matières en suspension de Longueira apparait là aussi comme une valeur extrême. Elle est largement supérieure aux taux moyens à l'échelle globale estimés à environ à 150 t.km².an⁻¹ (Milliman & Meade, 1983 ; Walling & Webb, 1983 ; Ludwig & Probst, 1998 ; Clapp et al., 2000). Elle est également nettement au-dessus des valeurs d'exportation de matières en suspension estimées pour les bassins versants du Maghreb qui vont de 137 à 2600 t.km².an⁻¹ (Ghachi, 1986 ; Probst & Amiotte-Suchet, 1992 ; Bourouba, 1997 et 1998 ; Terfous et al., 2001 ; Megnounif et al., 2003 ; Achite & Ouillon, 2007). Cependant, l'exportation moyenne

de matières du bassin de Longueira est très cohérente avec les résultats obtenus dans un petit bassin versant d'une région semi aride au Brésil ($4319 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$; Melo et al., 2009) et sur l'île volcanique de la Réunion ($1200 - 9100 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$; Louvat et Allègre, 1997).

L'exportation moyenne de matières en suspension du bassin versant de Godim ($10,1 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) est logiquement très inférieure à l'estimation de $1600 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ réalisée par Smolikowsky et al., (2001) dans le même bassin versant mais à l'échelle parcellaire sur forte pente. Notre estimation étant réalisée à plus large échelle, elle prend en compte l'ensemble des processus présent sur le bassin ainsi que le stockage des sédiments arrachés aux versants dans les zones topographiquement basses et faiblement pentues.

La taux d'érosion estimé pour Godim est par contre similaire aux valeurs obtenues dans des contextes climatiques voisins notamment en Afrique comme par exemple pour les bassins versants du Sénégal ($8,7$ à $11,7 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$; Kattan et al., 1987, Orange, 1990), du Niger ($11,9 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$; Orange, 1990) ou en Gambie ($7,9 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$; Orange, 1990). Nos résultats pour Godim sont également dans la même gamme de valeurs que celles obtenues par Mortatti et al., (1992) sur les bassins versants de Jamari et Jiparana avec $13,1 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ et $12,6 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ respectivement.

En ce qui concerne le bassin versant de Grande, l'exportation moyenne des matières en suspension dans ce bassin au climat intermédiaire ($157 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) est proche des estimations moyennes pour l'ensemble des surface continentales (Milliman & Meade, 1983 ; Walling & Webb, 1983 ; Ludwig & Probst, 1998 ; Clapp et al., 2000). En outre, elle est tout à fait dans la gamme des estimations réalisées dans des bassins versants à climats méditerranéens ou semi-arides comme celui de la Medjerdha en Algérie (Bourouba, 1998) ou celui de Yael en Israël (Clapp et al., 2000).

Tableau 55 : Comparaison des valeurs de transport de matières en suspension dans plusieurs régions et des bassins versants arides et semi arides du Maghreb

<i>Référence</i>	<i>Région, Bassin versant</i>	<i>Surface (km²)</i>	<i>Pan (mm.an⁻¹)</i>	<i>Erosion t.km⁻².an⁻¹</i>
	Cap Vert, ce travail			
	Longueira 2005-2009, Santiago – Cap Vert	4,18	435	4266
	Grande 2005-2009, Santiago – Cap Vert	1,86	364	157
	Godim 2005-2009, Santiago – Cap Vert	2,0	279	10,2
	Cap Vert, autres études			
Mannaerts (1984)	Fontes, Santiago – Cap Vert	-	4,4 – 49	0 - 150
Olivry (1987)	Ribeira Grande, São Nicolau – Cap Vert	11	209	55
Olivry (1987)	Ribeira Brava, São Nicolau – Cap Vert	6,7	194	4300
Lopes & Meyer (1993)	Moyenne bassins versants Santiago	-	-	771
Smolikowsky et al., (2001)	Parcelles expérimentales, Santiago	-	-	1600
	Autres régions du Monde			
Milliman & Meade (1983)	Global	88,6.10 ⁶	-	150
Walling & Webb (1983)	Global	-	-	150
Ludwig & Probst (1998)	Global	106, 4 10 ⁶	-	151
Tamrazyan (1989)	Afrique	30,3.10 ⁶	-	32
Tamrazyan (1989)	Amérique du Sud	18,1.10 ⁶	-	138
Melo et al. (2009)	Brésil_Jacu	0,62	647	4319
Restrepo & Kjerfve (2000)	Côte Carribbean	76,3.10 ³	5900	541
Restrepo & Kjerfve (2000)	Côte Pacifique	311,06.10 ³	-	1053
Louvat et Allègre (1997)	Île de la Réunion, 4 bassins versants	32-145	-	1200-9100
Louvat et Allègre (1998)	Île de São Miguel, 3 bassins versants	10-18	740-2400	170-500
Lawler, (1991)	Iceland_Jokusa river	-	-	12700
Milliman & Syvitski (1992)	Asie et Océanie (southern rivers)	-	-	26000
Tamrazyan (1989)	Région Tropicale (10–30 N)	-	-	253
Heusch&Lillies-Lacroix (1970)	Maghreb	-	-	265 à 2569
Ghachi (1986)	Seybousse, Est d'Algérie	6450	577	137
Probst & Amiotte-Suchet(1992)	Maghreb	-	-	504
Probst & Amiotte-Suchet(1992)	Océan Atlantique	-	-	613
Probst & Amiotte-Suchet(1992)	Mer Méditerranéenne	-	-	397
Bourouba (1997)	Leham, Est Algérie	5 600	154	104
Bourouba (1998)	Medjerda, Est Algérie	217	598	113
Clapp et al. (2000)	Yael, Israël	0.6	30	113–138
Terfous et al. (2001)	Mouilah, NW Algérie	1680	300	126
Megnounif et al. (2003)	Haut Tafna, Ouest d'Algérie	256	419	1120
Achite & Ouillon (2007)	Abd, Algérie	2480	250	136

4 ÉTUDE ET QUANTIFICATION DU RUISSELLEMENT SUPERFICIEL PAR DÉCOUPAGE DES HYDROGRAMMES DE CRUE SUR LE BASSIN VERSANT DE LONGUEIRA

4.1 Introduction

La dynamique hydro-chimique d'un système dépend des conditions atmosphériques d'entrée (forçages atmosphériques) et aussi de la cinétique de réponse du système considéré.

Dans ce chapitre, nous analyserons dans un premier temps la variabilité temporelle de composition chimique en éléments majeurs des eaux à l'exutoire du bassin versant de Longueira. Nous en déduirons les exportations des matières en solution qui permettront alors, après avoir corrigé les apports atmosphériques, d'établir le bilan d'érosion.

Dans un deuxième temps, on utilisera les données hydrochimiques pour procéder à l'étude de la dynamique du fonctionnement hydrologique du bassin versant avec l'approche EMMA (End Members Mixing Analysis) qui permettra de procéder au découpage des hydrogrammes de crue. Il s'agira de discriminer non seulement les différents réservoirs ou composants alimentant les mélanges au niveau de l'exutoire mais également de quantifier la contribution de ces réservoirs au débit total. Cette approche doit nous permettre finalement d'estimer la part du ruissellement superficiel dans le débit de la « Ribeira » de Longueira.

Pour une telle étude, on a recours à la composition chimique des eaux de pluie échantillonnées dans le bassin de Longueira, des eaux de crues échantillonnées durant les 3 saisons 2005, 2006 et 2007, et des eaux échantillonnées au moment des étiages.

4.2 COMPOSITION CHIMIQUE DES EAUX À L'EXUTOIRE DU BASSIN VERSANT DE LONGUEIRA

Le sous bassin versant de Longueira a été échantillonné de la saison 2005 à 2007 au niveau de son exutoire. Les eaux des crues et hors crues ont été échantillonnées à des pas de temps différents. Les premières à des fréquences beaucoup infra-journalières alors que les

secondes à des pas de temps journaliers. En outre, des échantillons d'eau de source et de nappe ont été prélevés à différentes reprises.

4.2.1 Composition chimique moyenne des eaux du bassin

4.2.1.1 Composition chimique moyenne des eaux de pluie

Une demi-douzaine d'éléments chimiques ont été analysée dans les eaux de pluie du bassin sur 22 échantillons prélevés. La concentration la plus élevée dans les eaux de pluie est celle du chlorure, comprise entre 0,064 et 0,077 meq.l⁻¹ puis celle du sodium avec une concentration variant entre 0,047 et 0,053 meq.l⁻¹. Le sulfate, le magnésium et le calcium présentent respectivement une concentration moyenne de 0,009, 0,006 et 0,0056 meq.l⁻¹. Le potassium est l'élément chimique qui présente la concentration la plus faible par rapport aux autres qui est de 0,002 meq.l⁻¹ (Tableau 56). Les éléments suivants : le nitrate, le phosphore, le bicarbonate et la silice n'ont pas été analysés du fait de leur concentration quasi nulle dans les eaux de pluie de la zone d'étude.

Tableau 56 : Données statistiques de l'analyse chimique des eaux de pluies (meq.l⁻¹)

Saison	variable	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	k ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻
2005	moyenne	0,0056	0,010	0,053	0,002	0,064	0,010
	écart-type	0,0022	0,002	0,009	0,0002	0,009	0,002
	maximum	0,0080	0,012	0,060	0,002	0,080	0,012
	minimum	0,0040	0,008	0,040	0,002	0,060	0,008
2006	moyenne	0,0057	0,010	0,053	0,002	0,077	0,009
	écart-type	0,0021	0,002	0,009	0,000	0,008	0,001
	maximum	0,0080	0,012	0,060	0,002	0,080	0,010
	minimum	0,0040	0,008	0,040	0,002	0,060	0,008
2007	moyenne	0,0063	0,010	0,047	0,002	0,071	0,009
	écart-type	0,0021	0,002	0,008	0,000	0,011	0,001
	maximum	0,0080	0,012	0,060	0,002	0,080	0,010
	minimum	0,0040	0,020	0,097	0,008	0,060	0,008
Moyenne 2005-2007		0,006	0,0056	0,051	0,002	0,071	0,009

4.2.1.2 Composition chimique moyenne des eaux de crue

Un total de 10 éléments chimiques a été dosé dans 128 échantillons d'eaux de crue obtenues à l'exutoire du bassin (Tableau 57). Parmi les éléments majeurs (4 cations, 5 anions et la silice), la concentration moyenne la plus importante entre ces éléments

chimiques est celle des ions bicarbonates. Leur concentration moyenne est de 2,17 meq.l⁻¹. Ensuite, vient le sodium avec une concentration moyenne de 0,90 meq.l⁻¹ puis celle du magnésium dont la concentration moyenne est de 0,87 meq.l⁻¹ qui est légèrement supérieure à celle du calcium qui est de 0,80 meq.l⁻¹. La silice a une concentration moyenne de 0,21 meq.l⁻¹, le chlorure et le sulfate présentent une concentration moyenne très proche l'une de l'autre avec respectivement 0,12 et 0,11 meq.l⁻¹. En revanche, les autres éléments : potassium, nitrate et phosphore présentent, les concentrations les plus faibles avec respectivement 0,09 et 0,03 meq.l⁻¹ (**Tableau 57**).

Tableau 57 : Données statistiques de l'analyse chimique des eaux de crues (meq.l⁻¹)

Saison	Variable	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	k ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ⁻⁻⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂
2005	moyenne	0,85	1,35	0,97	0,08	0,12	0,11	0,096	0,02	2,66	0,22
	écart-type	0,11	0,32	0,19	0,01	0,07	0,00	0,029	0,01	2,66	0,08
	maximum	1,04	1,84	1,30	0,09	0,22	0,12	0,143	0,04	2,66	0,34
	minimum	0,64	0,76	0,76	0,08	0,02	0,10	0,044	0,01	2,66	0,14
2006	moyenne	0,74	0,68	0,96	0,09	0,13	0,11	0,0002	0,03	2,03	0,30
	écart-type	0,14	0,33	0,20	0,01	0,07	0,00	0,0001	0,01	0,35	0,04
	maximum	1,04	2,28	1,30	0,13	0,22	0,12	0,0008	0,05	3,56	0,42
	minimum	0,48	0,52	0,61	0,07	0,02	0,10	0,0000	0,02	1,60	0,25
2007	moyenne	0,82	0,56	0,78	0,08	0,12	0,11	0,0002	0,03	1,82	0,30
	écart-type	0,10	0,02	0,11	0,01	0,07	0,01	0,0001	0,00	0,37	0,01
	maximum	0,96	0,60	0,87	0,10	0,22	0,12	0,0003	0,03	3,20	0,30
	minimum	0,68	0,52	0,61	0,08	0,02	0,08	0,0001	0,03	1,44	0,29
Moy saisonnière		0,80	0,86	0,90	0,09	0,12	0,11	0,03	0,03	2,17	0,27

4.2.1.3 Composition chimique moyenne des eaux hors crues

La concentration moyenne des éléments chimiques des eaux de hors crues (Tableau 58) est largement dominée par celle du bicarbonate : 2,24 meq.l⁻¹. Ensuite, s'en suivent les concentrations moyennes du magnésium et du calcium avec respectivement 1,48 et 1,17 meq.l⁻¹. La silice présente une concentration moyenne de 0,44 meq/l, qui est deux fois supérieure à celle du chlorure : 0,22 meq.l⁻¹. Ensuite, vient la concentration du chlorure qui tourne autour de 0.21 et 0.23 meq.l⁻¹. Le potassium et le sulfate présentent une concentration moyenne assez proche : 0,17 et 0,15 meq.l⁻¹ respectivement. Le phosphore et le nitrate sont les 2 éléments les moins concentrés avec respectivement 0,03 et 0,0002 meq.l⁻¹.

Tableau 58 : Données statistiques de l'analyse chimique des eaux hors crues ou étiage (meq.l⁻¹)

Saison	Variable	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	k ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ⁻⁻⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂
2005	moyenne	1,28	1,66	2,28	0,15	0,22	0,14	0,000	0,03	4,64	0,43
	écart-type	0,41	0,07	0,07	0,00	0,02	0,05	0,000	0,00	4,64	0,07
	maximum	1,56	1,76	2,35	0,15	0,24	0,19	0,000	0,03	4,64	0,48
	minimum	0,68	1,60	2,17	0,15	0,18	0,08	0,000	0,03	4,64	0,30
2006	moyenne	1,62	1,32	2,29	0,16	0,23	0,16	0,0002	0,03	4,61	0,44
	écart-type	0,17	0,17	0,13	0,02	0,04	0,04	0,0001	0,00	0,26	0,01
	maximum	2,20	1,80	2,61	0,20	0,32	0,19	0,0003	0,03	5,00	0,46
	minimum	1,40	1,20	2,17	0,15	0,18	0,10	0,0000	0,02	4,00	0,41
2007	moyenne	0,60	1,46	2,15	0,18	0,21	0,16	0,0002	0,03	4,64	0,44
	écart-type	0,06	0,18	0,10	0,02	0,02	0,04	0,0000	0,00	0,48	0,02
	maximum	0,72	1,68	2,30	0,20	0,24	0,19	0,0003	0,03	5,20	0,48
	minimum	0,48	1,12	1,96	0,14	0,18	0,10	0,0002	0,02	3,60	0,41
Moy saisonnière		1,17	1,48	2,24	0,17	0,22	0,15	0,0002	0,03	4,63	0,44

D'une manière générale, nous remarquons un gradient de concentration entre l'eau de pluie et les eaux hors crues. Les eaux échantillonnées pendant les crues présentent des niveaux de concentration intermédiaires. Les eaux de crue présentent une concentration certes plus forte que celles des pluies, mais inférieure à celle des eaux hors crue et de nappe, dans la mesure où leur interaction avec le sol est plus rapide. Inversement, les eaux hors crue, qui interagissent plus de temps avec le substrat, ont une concentration en solution supérieure à celle des eaux de crue. Cependant, les eaux de nappe dont la durée d'interaction avec le substrat est plus grande par rapport aux autres eaux, présentent une concentration en solution nettement supérieure (Tableau 59). Que ce soit pour les eaux de crue, les eaux hors crue ou les eaux de nappe, les proportions ioniques sont similaires et présentent la succession suivante $\text{HCO}_3^- \gg \text{Na}^+ > \text{Mg}^{++} > \text{Ca}^{++} > \text{Cl}^- > \text{K}^+ = \text{SO}_4^- > \text{PO}_4^{---} > \text{NO}_3^-$. Hormis pour le potassium qui est légèrement supérieur au sulfate. Cette séquence ionique nous indique que les eaux du bassin versant de Longueira sont du type bicarbonaté sodique. Cette forte concentration en sodium est certainement due à un apport non négligeable des eaux de pluie qui présentent une teneur assez importante en sodium.

Tableau 59 : Données statistiques de l'analyse chimique des eaux de nappe (meq.l⁻¹)

Saison	Variable	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	k ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ⁻⁻⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂
2006	moyenne	3,36	1,99	2,32	0,17	0,34	0,16	0,0002	0,03	6,52	0,44
	écart-type	0,83	0,32	0,13	0,01	0,02	0,04	0,0001	0,00	6,52	0,01
	maximum	5,44	2,64	2,61	0,18	0,38	0,19	0,0003	0,03	6,52	0,46
	minimum	1,76	1,60	2,17	0,15	0,30	0,09	0,0001	0,02	6,52	0,41

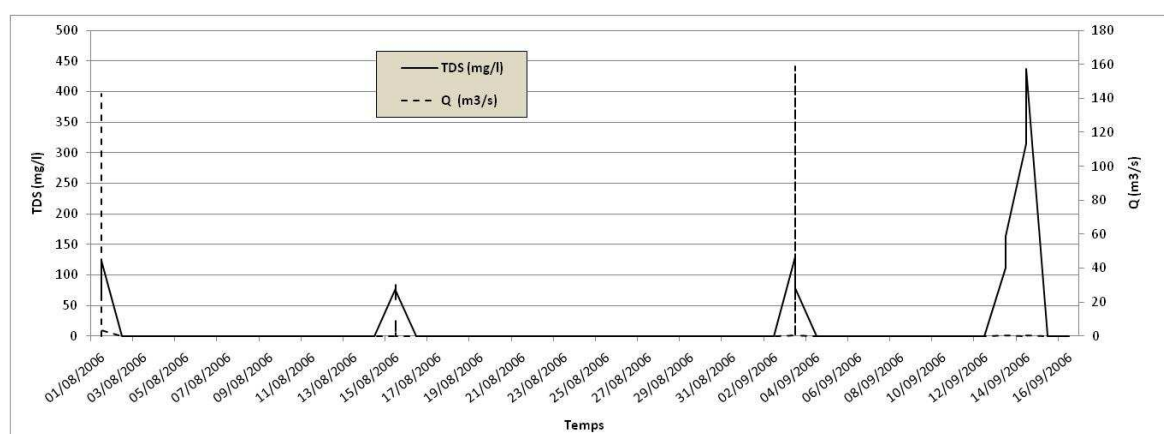
Tableau 60 : Comparaison de la concentration moyenne saisonnière des eaux des 4 pôles (meq.l⁻¹ et mmol.l⁻¹ pour la silice)

Eaux	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	k ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ⁻⁻⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂
Pluie	0,006	0,0056	0,051	0,002	0,071	0,009	nd	nd	nd	nd
Crue	0,80	0,87	0,90	0,09	0,12	0,11	0,03	0,03	2,17	0,27
Hors crue	1,17	1,48	2,24	0,17	0,22	0,15	0,0002	0,03	4,63	0,44
Nappe	3,36	1,99	2,32	0,17	0,34	0,16	0,0002	0,03	6,52	0,44

Nd = non défini

4.2.2 Variation temporelle de la composition chimique des eaux de crue

L'évolution temporelle de la composition chimique des eaux à l'exutoire du bassin versant de Longueira pendant la saison 2006 est présentée sur la (Figure 47). Celle-ci présente deux périodes distinctes. Pendant la première partie de la saison humide (début août à mi-septembre) les écoulements ne sont présents que pendant les épisodes de crue, essentiellement alimentés par le ruissellement superficiel et au cours desquels la concentration totale en solution (TDS) est faible. Pendant, la seconde partie de la saison humide (mi-septembre à fin octobre) les écoulements sont plus réguliers et majoritairement alimentés par la vidange des nappes d'eau souterraines. Le TDS augmente alors pour se maintenir entre 150 et 450 mg/l.

**Figure 47 : Variation de la concentration des éléments majeurs et du débit au cours du temps pour la saison 2006**

Il est dès lors logique d'observer des relations négatives entre les concentrations en solution et le débit pour la plupart des éléments. Tous les cations voient ainsi leurs concentrations

diluées par le débit (Figure 48) tout comme les ions HCO_3^- . Les concentrations en Cl^- , SO_4^{2-} et NO_3^- semblent peu influencées par les variations du débit (Figure 49).

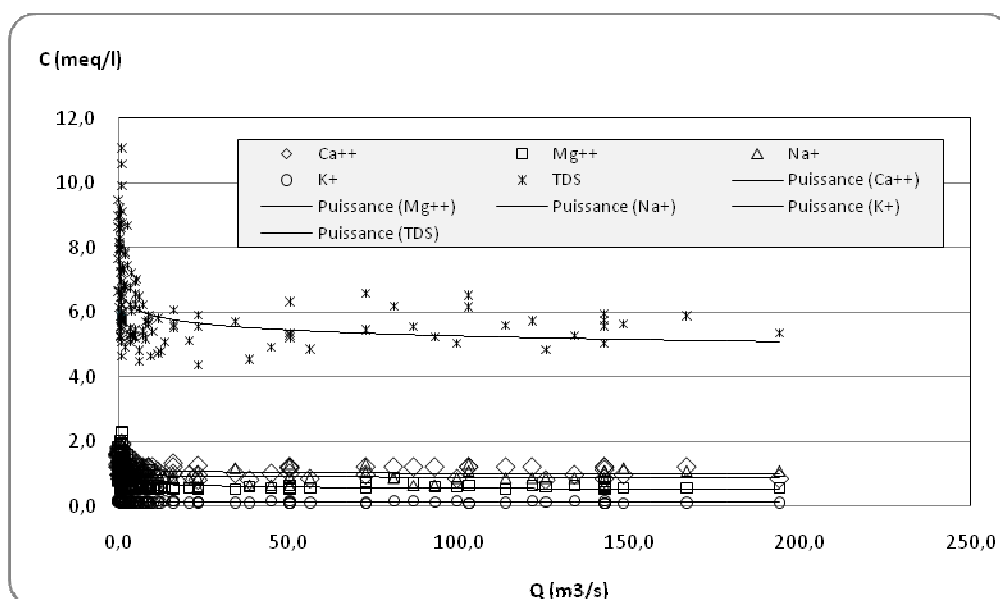


Figure 48 : Variation de la composition en cations majeurs et du TDS (meq.l^{-1}) en fonction du débit ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) pour la saison humide 2006

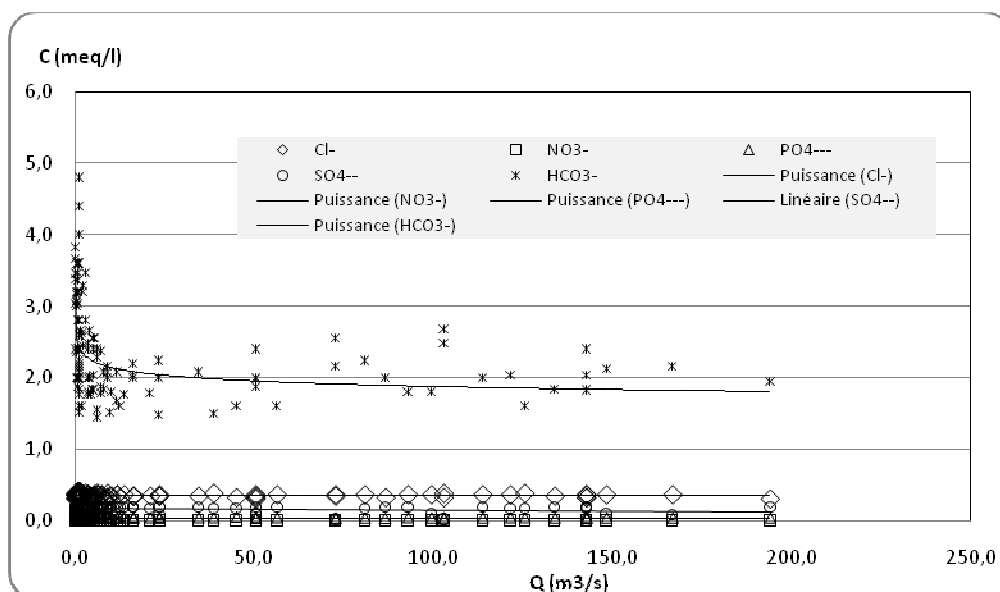


Figure 49 : Variation de la composition en anions majeurs (meq.l^{-1}) en fonction du débit ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) pour la saison humide 2006

Tableau 61 : Composition chimique des eaux de pluie et océanique (meq.l⁻¹)

caractéristiques	variables	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻
concentration eaux de pluie	moyenne	0,006	0,010	0,050	0,002	0,071	0,009
	écart type	0,002	0,002	0,008	0,000	0,010	0,001
(X / Cl ⁻) eaux de pluie	moyenne	0,08	0,15	0,71	0,03	1,00	0,13
	écart type	0,032	0,037	0,157	0,005	0,000	0,025
concentration eaux océaniques	moyenne	20	106	470	10	550	56
	(X/Cl ⁻)	0,04	0,19	0,85	0,02	1,00	0,10

4.3 Origine des éléments majeurs dans les eaux du bassin versant de Longueira

Suivant, l'approche adoptée par d'autres auteurs comme, Négrel et al (1993), Gaillardet et al., (1997) et Louvat et Allègre (1997), propose d'analyser qualitativement l'origine des éléments majeurs en solution sur la base de l'évolution conjointe des concentrations ou parfois des ratios de concentration. La relation somme des cations – rapport Na/(Na+Mg) permet ainsi de mettre en évidence la typologie des différents types d'eau échantillonnés (Figure 50). Les eaux de pluie sont très diluées avec un rapport Na/(Na+Mg) élevé (0,58 à 0,68) car dominées par le sodium d'origine marine. Les eaux hors crue sont par contre plus concentrées avec un rapport Na/(Na+Mg) plus faible car l'altération chimique des basaltes contribue à enrichir les eaux d'écoulement profond. Les eaux de nappe sont par contre beaucoup plus concentrées avec un rapport Na/(Na+Mg) plus faible car l'altération chimique des basaltes contribue à enrichir plus fortement les eaux de nappe. Les eaux de crue sont logiquement intermédiaires entre les eaux de pluie et les eaux hors crue en matière de concentration, mais ne sont pas différentes des eaux hors crue en matière de rapport Na/(Na+Mg). Ceci tendrait à indiquer que, les ions Na⁺ ne sont pas de bons traceurs des apports atmosphériques, probablement parce que l'altération des basaltes en produit relativement en grande quantité.

Le couple Cl⁻ - Mg⁺⁺ semble être un bien meilleur traceur des contributions des différentes origines d'éléments majeurs comme le montre la (Figure 51). On notera sur cette dernière i) des eaux de pluie diluées et fortement marquée par le chlore, ii) des eaux de source concentrées et chargées en Mg⁺⁺, iii) des eaux hors crue de signature chimique similaire à celle des sources mais légèrement plus diluées et ii) des eaux de crue intermédiaires entre les eaux hors crue et les précipitations.

Ainsi, les caractéristiques chimiques du bassin de Longueira semblent indiquer le mélange de plusieurs réservoirs. Le premier est celui des pluies, caractérisée par de faibles concentration d'éléments en solution (somme des cations) et un ratio $Cl/Cl+Mg$ très élevé proche de 1. Le second pôle est constitué par l'altération de la roche basaltique avec $Cl/Cl+Mg$ faible et une somme des cations assez élevée (qui ne sont pas les rations des roches basaltiques, mais plutôt des signatures chimiques des eaux ayant interagi avec la roche basaltique). Le troisième réservoir correspond à une eau des nappes provenant certainement de zones profondes très peu influencées par les eaux du sol et présentant ainsi des rations : Na/X et $Cl/C+Mg$ et une somme des cations forts par rapport aux autres réservoirs. De tels résultats ont été déjà mis en évidence par d'autres auteurs (Bariac et al., 1995) dans deux bassins versants de la Guyane française. Egalement, par Louvat et Allègre (1997 et 1998) dans l'île de la Réunion. Selon, (Maulé et Stein, 1990) différents types de réservoirs peuvent être distingués :

- Les eaux récentes sensu stricto, situées au-dessus de l'interface sol-atmosphère (pluie directe, ruissellement superficiel),
- Les eaux récentes sensu lato (écoulement hypodermique), situées sous l'interface sol-atmosphère,
- Les eaux de mélange, avec une composition intermédiaire entre celle des pluies et celles des eaux profondes,
- Les eaux anciennes sensu stricto, situées en profondeur.

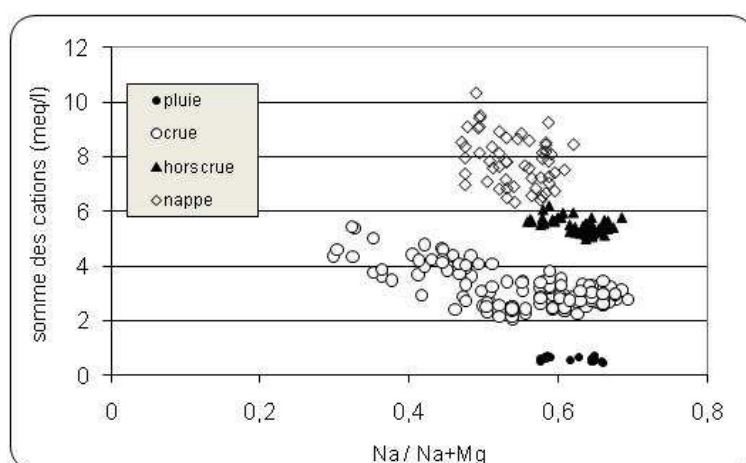


Figure 50 : Variations de la somme des cations (meq.l^{-1}) en fonction du rapport $Na/(Na+Mg)$ pour les eaux de pluie et les eaux du cours d'eau du bassin versant de Longueira échantillonnées de 2005 à 2007 et les eaux de nappe échantillonnées en 2006.

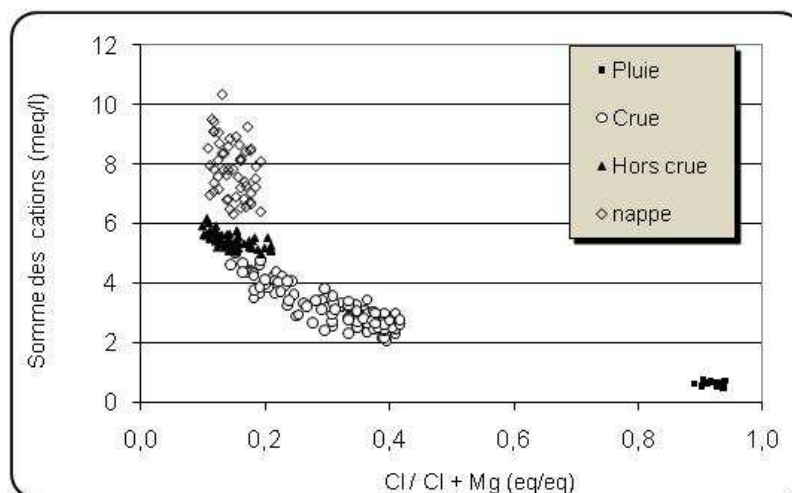


Figure 51 : Variations de la somme des cations (meq.l^{-1}) en fonction du rapport $\text{Cl}/(\text{Cl}+\text{Mg})$ pour les eaux de pluie et les eaux du cours d'eau du bassin versant de Longueira échantillonnées de 2005 à 2007 et les eaux de nappe échantillonnées en 2006.

4.4 FLUX HYDROCHIMIQUES À L'EXUTOIRE DU BASSIN VERSANT

4.4.1 Exportation de matières en solution

Les flux hydrochimique d'éléments majeurs en solution sont calculés selon la même méthode que celle utilisée pour l'estimation des flux de matières en suspension (paragraphe 3.2.1). Les flux spécifiques établis pour chaque élément sont présentés dans le Tableau 62. On constate pour l'ensemble des éléments majeurs exportés, une forte variabilité. Les ions bicarbonatés, bien qu'ils ne proviennent pas directement de la roche et quasi inexistant dans les eaux de pluies, constituent le flux le plus important. Suivent ensuite, la silice, les ions sodiums, calciums et magnésiums. En revanche, les ions sulfates, chlorures et potassiums sont les moins exportés.

On note également une forte variabilité temporelle de l'exportation des éléments chimiques, la saison 2006 est celle qui a exporté le plus d'éléments puis la saison 2007. Néanmoins, lors de la saison 2005, on a enregistré moins d'exportation (Tableau 62).

Tableau 62 : Flux hydrochimiques exportés à l'exutoire du bassin versant de Longueira (t.km⁻².an⁻¹)

Saison	Eau	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂	TOTAL
2005	crue	0,294	0,251	0,361	0,058	0,080	0,095	2,630	0,371	4,139
	Hors crue	0,698	0,554	1,452	0,165	0,197	0,172	7,723	0,580	11,541
	TOTAL	0,992	0,805	1,813	0,223	0,277	0,267	10,353	0,951	15,680
2006	crue	2,298	1,163	3,431	0,580	0,604	0,830	18,846	2,674	30,426
	Hors crue	16,521	9,344	28,056	4,016	3,927	4,174	152,347	14,121	232,506
	TOTAL	18,820	10,507	31,487	4,596	4,531	5,004	171,192	16,796	262,932
2007	crue	0,024	0,010	0,026	0,005	0,006	0,008	0,159	0,036	0,275
	Hors crue	5,437	8,504	17,681	3,114	3,489	3,470	133,311	12,061	187,067
	TOTAL	5,461	8,514	17,708	3,119	3,495	3,478	133,471	12,097	187,342
Total 05-07		25,273	19,826	51,008	7,937	8,302	8,748	315,016	113,719	456,953
moyenne		8,424	6,609	17,003	2,646	2,767	2,916	105,005	37,906	155,318

4.4.2 Correction des apports atmosphériques

La composition chimique des eaux d'une rivière émane donc de la contribution de plusieurs réservoirs, notamment celui des eaux de pluie. Une partie des éléments chimiques exportés à l'exutoire du bassin versant provient de l'eau de pluie dont il faut nécessairement retirer la contribution au moment d'effectuer le bilan d'érosion chimique. Le chlore, retrouvé dans le cours d'eau et qui ne provient pas de la lithologie car étant complètement inexistant dans les roches, provient uniquement de l'atmosphère. Du fait de son grand rayon ionique et de son unique charge, il va très peu interagir avec les matériaux du bassin versant et se retrouver rapidement dans les eaux d'écoulement.

Le flux total de chlore exporté par le cours d'eau (F_{Cl}^T) sera donc équivalent au flux de chlore apporté par les précipitations (F_{Cl}^P) :

$$F_{Cl}^P = F_{Cl}^T \quad \text{éq. 31}$$

L'approche utilisée ici pour procéder à la correction des apports atmosphériques est celle utilisée par Meybeck (1987) qui repose sur le fait que le rapport de concentration entre un élément donné (X) et le chlore dans les eaux de pluie est constant et conservé dans les écoulements. Le ratio (α_x) est déterminé sur la base de la composition chimique moyenne des eaux de pluie :

$$\alpha_x = \frac{X^P}{Cl^P} \quad \text{éq. 32}$$

Soit
$$\alpha_X = \frac{F_X^P}{F_{Cl}^P}$$
 éq. 33

Or
$$F_{Cl}^P = F_{Cl}^T$$
 éq. 34

D'où
$$\alpha_X = \frac{F_X^P}{F_{Cl}^T}$$
 éq. 35

Soit
$$F_X^P = \alpha_X * F_{Cl}^T$$
 éq. 36

Enfin :
$$F_X^E = F_{Cl}^T * F_{Cl}^P$$
 éq. 37

D'où
$$F_X^E = F_{Cl}^T - \alpha_X * F_{Cl}^T$$
 éq. 38

Avec :

$F^P =$ Flux d'origine atmosphérique
 $F^T =$ Flux mesuré dans le cours d'eau
 $F^E =$ Flux d'érosion

Selon, Louvat et Allègre (1997) la concentration chimique des eaux de pluie décroît avec l'altitude et la distance par rapport à la mer. Nos concentrations (Tableau 63) se positionnent pratiquement toutes entre les concentrations maximales de Louvat et Allègre (1997) et celles de Grunberger (1989) sur l'île de la Réunion. Néanmoins, les concentrations en calcium de notre zone d'étude est plus proche de la valeur de Louvat et Allègre (1997) alors que celle du magnésium, potassium et chlorure sont plus proches des valeurs de Grunberger (1989). Cependant, la concentration en sodium de notre zone d'étude est plus importante que la valeur de Louvat et Allègre (1997) et deux fois plus importante que celle de Grunberger (1989).

Tableau 63 : Comparaison entre la composition chimique des eaux de pluie de Longueira et de l'île de la Réunion ($\mu\text{eq.l}^{-1}$)

Référence	Type	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	k ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻
Louvat et Allègre, 1997	max	5,0	6,8	38,0	7,0	44,0	27,0
	min	0,2	0,2	10,0	0,5	1,0	1,8
Grunberger, 1989	moy	33,0	10,6	20,0	5,6	61,0	--
Cette étude (2005-2007)	moy	5,9	10,3	49,6	2,1	71,3	9,3

La composition chimique des eaux de pluie obtenue est dominée par le chlore, puis le sodium et ensuite par le magnésium. Alors que, les concentrations des autres éléments : calcium, potassium et sulfate sont nettement inférieures. La composition chimique des eaux de pluie est principalement contrôlée par les aérosols marins. Selon, les rapports des concentrations des différentes espèces (Tableau 64), on note que, les ratios Mg/Cl, Na/Cl, K/Cl et SO₄/Cl, s'apparentent aux ratios océaniques ce qui confirme l'origine océanique des eaux de pluies de Longueira. Néanmoins, le rapport Ca/Cl est 2 fois plus important que celui des eaux océaniques.

Tableau 64 : Concentration chimique moyenne des eaux de pluie de Longueira et océanique, écart-type et ratio élément chimique par rapport au chlore ($\mu\text{eq.l}^{-1}$)

Type d'eau	variable	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻
Concentration eau de pluie	moyenne	5,9	10,3	49,6	2,1	71,3	9,3
	écart type	2,0	2,0	8,2	0,2	10,1	1,2
(X/Cl ⁻) Eau de pluie	moyenne	0,08	0,14	0,70	0,03	1,00	0,13
	écart type	0,032	0,037	0,157	0,005	0,0	0,025
Eaux Océaniques	moyenne	20	106	470	10	550	56
	Ratio (X/Cl ⁻)	0,04	0,19	0,85	0,02	1,00	0,10

4.5 Bilan d'érosion

Feth et al. (1964), Garrels et Christ (1965), Pedro (1966, 1968), Garrels (1967), Garrels et Mackenzie (1967, 1971), Tardy (1968, 1969, 1971), Drever (1982, 1988, 1997), Miller et Driver (1977a et b), Gac (1980), Velbel (1985, 1986, 1989), Drever et Clow (1995), Amiotte-Suchet et Probst (1996), Boeglin et al. (1997, 1998), ainsi que d'autres auteurs ont contribué au développement d'approches basées sur le bilan géochimique de l'altération établie directement à partir de la composition chimique des eaux à tous les stades de la circulation de surface et souterraine jusqu'à l'exutoire des bassins versants. Dans le cadre de ce travail, le flux d'exportation d'érosion chimique du bassin versant de Longueira obtenu, après

correction des apports atmosphériques est établi séparément pour chaque élément, (Tableau 65). Bien que, les écoulements d'étiage (hors crue) soient généralement nettement plus faibles que les écoulements de crue, les taux d'érosion sont toujours beaucoup plus élevés pour les périodes d'étiage. L'érosion chimique est générée par les écoulements plus profonds, qui ont eu le temps d'interagir chimiquement avec le substrat basaltique. En période de crue, les écoulements très rapides et superficiels, interagissent peu avec le substrat et exportent donc peu d'éléments en solution. Les saisons les plus humides sont celles qui exportent le plus de matières en solution. Ainsi, les saisons 2006 et 2007 sont les plus érosives avec des taux de 83,65 et 47,66 t.km⁻².an⁻¹ respectivement. Les valeurs obtenues pour ces deux saisons sont plus de 10 fois et 15 fois supérieures à celle de la saison 2005.

Tableau 65 : Flux d'érosion chimique du bassin versant de Longueira (t.km⁻².an⁻¹)

Saison	Eau	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	SiO ₂	TOTAL	*P _{an} (mm)	Q (mm.an ⁻¹)
2005	Crue	0,289	0,247	0,324	0,055	0,000	0,080	0,371	1,367	-	-
	Hors crue	0,687	0,544	1,361	0,158	0,000	0,136	0,580	3,467	-	-
	TOTAL	0,976	0,791	1,685	0,213	0,000	0,217	0,951	4,834	334,0	13,1
2006	Crue	2,264	1,132	3,154	0,559	0,000	0,721	2,674	10,505	-	-
	Hors crue	16,293	9,146	26,251	3,883	0,000	3,466	14,121	73,160	-	-
	TOTAL	18,556	10,278	29,405	4,443	0,000	4,187	16,796	83,665	527,5	121,2
2007	Crue	0,024	0,010	0,024	0,005	0,000	0,007	0,036	0,105	-	-
	Hors crue	5,257	8,328	16,078	2,996	0,000	2,842	12,061	47,561	-	-
	TOTAL	5,281	8,338	16,101	3,001	0,000	2,848	12,097	47,666	389, 3	3,2

*P_{an} = précipitation totale annuelle (mm)

L'érosion chimique dans le bassin versant de Longueira durant les 3 saisons s'élève en moyenne à 189,72 t.an⁻¹ soit un tonnage spécifique moyen de 45,39 t.km⁻².an⁻¹ (Tableau 66). Ce tonnage spécifique du bassin versant de Longueira est cohérent avec les autres valeurs obtenues dans d'autres bassins versants volcaniques (Tableau 67), comprises entre 13 et 57 t.km⁻².an⁻¹. Cependant, le tonnage spécifique de Longueira est supérieur aux valeurs obtenues dans plusieurs de ces bassins, comme par exemple en France, dans le massif Central (13 – 14 t.km⁻².an⁻¹ ; Meybeck, 1986 et Négrel & Deschamps, 1996), aux îles Hawaii (28 et 34,4 t.km⁻².an⁻¹ respectivement par Poder et al., 2007 et Dessert et al., 2003). Egalement, en Island (34,4 -38 t.km⁻².an⁻¹ ; respectivement par Louvat, 1997 et Louvat et Allègre, 1998). Néanmoins, les tonnages spécifiques obtenus dans d'autres bassins versants suivants (116 t.km⁻².an⁻¹ et 342 t.km⁻².an⁻¹; Louvat et Allègre, 1997 et 1997 respectivement à

Java et dans l'île de la Réunion), sont plus de 2 fois plus importants que celui de Longueira (Tableau 67). Cependant, ce taux d'exportation de matières en solution estimé dans le bassin versant de Longueira, est assez fort par rapport à l'ensemble des valeurs, ce qui indique que l'érosion chimique est assez importante. Ceci est certainement dû à la composition géologique du bassin et à l'orographie existante. Ce constat a été d'ailleurs souligné par d'autres auteurs (Meybeck, 1986 ; Bluth & Kump, 1994) qui caractérisent les milieux insulaires d'être fortement susceptible à l'érosion chimique du fait de leurs roches volcaniques et de leur topographie accentuée.

Tableau 66 : Bilan de l'érosion chimique au cours des crues et en étiage

Saison	Facteur	t.km ⁻² .an ⁻¹	t.an ⁻¹
2005	Crue	1,37	5,71
	Hors crue	3,47	14,49
	TOTAL	4,83	20,20
2006	Crue	10,50	43,91
	Hors crue	73,16	305,81
	TOTAL	83,67	349,72
2007	Crue	0,10	0,44
	Hors crue	47,56	198,81
	TOTAL	47,67	199,25
Total 2005-2007		136,17	569,17
Moyenne		45,39	189,72

Tableau 67 : Erosion chimique dans d'autres bassins versants basaltiques

Région	Drainage moy.	T *	Erosion	Référence
	mm.an ⁻¹	°C	t.km ⁻² .an ⁻¹	
Longueira_Cap Vert	45,83	23,0	45,4	Cette étude
Iles Hawaii	-	-	28,0	Porder et al., 2007
Île de São Miguel_ Açores	-	14 - 18	38,0	Louvat & Allègre, 1998
Île de la Réunion	2433	17,0	116,5	Louvat & Allègre, 1997
Nouvelle Calédonie	-	-	89,0	Baltzer & Trescases, 1971
Chiang Jiang	-	-	72,0	Pinet & Souriau, 1988
Indus et Ganges_Inde	-	-	42,0	Summerfield & Hulton, 1994
Columbia Plateau_Colombie	1053	7,4	24,2	Dessert et al., 2003
Deccan Traps	463	27,0	37,1	Dessert et al., 2000
Iles Hawaii	1612	16,0	34,4	Dessert et al., 2003
Iceland	1883	2,0	36,4	Louvat, 1997
Iceland	2432	2,0	57,6	Gislason et al., 1996
Java	4052	24,8	342,0	Louvat & Allègre, 1997
Massif Central_France	406	8,7	12,7	Négrel & Deschamps, 1996
Massif Central_France	478	8,7	13,9	Meybeck, 1986
Rivière de Parana_Brésil	1020	20,2	60,2	Benedetti et al., 1994
São Miguel_Açores	734	16,0	35,3	Louvat, 1997

*températures moyennes annuelles

4.6 Décomposition géochimique des hydrogrammes de crue

Le milieu montagneux, pour l'hydrologie, est capital car ce système concentre plus de la moitié des ressources en eau douce de la planète (Klemes, 1988 ; Rodda, 1994 ; Weingartner et al., 2003, Chaponniere, 2005). En revanche, ce système est le moins connu, constituant ainsi selon, Klemes (1988) « la plus noire des boîtes noires de l'hydrologie ». Pour, Bariac et al, (1995), la détermination de l'origine de l'eau à l'exutoire d'un bassin versant demeure un processus complexe. Dans la mesure où, différentes origines doivent être prises en compte : l'origine temporelle (l'âge de l'eau : eaux anciennes liées au pré-événement pluvieux et eaux nouvelles liées à l'événement pluvieux), la nature du compartiment où est issue l'eau qui alimente la crue : pluie directe, ruissellement superficiel, écoulement hypodermique et écoulement souterrain ou profond etc.

Les méthodes de décomposition géochimique des hydrogrammes de crues sont de plus en plus utilisées en hydrologie, car elles permettent de déterminer l'origine spatiale ou temporelle de l'eau qui génère la crue (Crouzet et al., 1970 ; Dincer et al., 1970 ; Hermann et

Stichler, 1980 ; Kenedy et al., 1986 ; Maulé & Stein, 1990). Ces méthodes établies sur la base d'équation de mélanges nécessitent une bonne connaissance des signatures géochimiques des réservoirs qui participent à la crue, ainsi que de leurs variations spatio-temporelles (Millet et al., 1999).

4.6.1 Le principe

La décomposition géochimique des hydrogrammes de crue est devenue depuis plusieurs décennies une des approches de choix susceptible d'apporter des informations très précises sur le fonctionnement hydrologique ou hydro chimique des bassins versants. Deux paramètres sont utilisés pour effectuer un traçage environnemental : les traceurs isotopiques et les traceurs hydro-chimiques de l'eau. Cette approche est utilisé en hydrologie pour déterminer le temps de résidence de l'eau (Maloszewski et al. 1980, Joerin, 2000) aussi bien que dans l'étude de la genèse des crues (Blavoux et al., 1976, Kennedy et al., 1986, Rhode, 1987, Loye-Pilot & Jusserand, 1990). Dans le cadre de ce travail, la décomposition géochimique sera utilisée pour analyser les aspects quantitatifs du système, c'est-à-dire déterminer la contribution des sources qui forme le débit.

4.6.1.1 Les traceurs

Les traceurs hydrochimiques sont des constituants ou des caractéristiques naturelles des eaux permettant de définir leur origine (Joerin, 2000). Ainsi, ils s'appliquent à l'ensemble du système hydrologique et intègrent naturellement une certaine variabilité spatiale des processus hydrologiques. Les traceurs chimiques synthétisés dans le Tableau 68 sont couramment utilisés pour la décomposition des hydrogrammes.

Tableau 68 : Traceurs chimiques les plus couramment utilisés pour la décomposition des hydrogrammes (Joerin, 2000).

<i>Cations</i>	<i>Anions</i>	<i>Éléments et propriétés chimiques</i>
Ca ⁺⁺ , Mg ⁺⁺	SO ₄ ⁻⁻ , Cl ⁻	Silice (SiO ₂)
K ⁺ , Na ⁺	NO ₃ ⁻	ANC (Acid Neutralization Capacity) CE (Conductivité Electrique) Alcalinité

En utilisant les traceurs chimiques (cations et anions majeurs), la méthode EMMA (End-Members Mixing Analysis) mise au point par Christophersen et al., (1990); Hooper et al., (1990), Bazemore, (1994) fait la liaison entre la signature chimique des eaux, celles du cours d'eau et celles des réservoirs supposés stables dans le temps et dans l'espace et bien distinctives les unes des autres. Etant donné que, ces sources forment des frontières chimiques, elles sont appelées pôles hydrochimiques (ou end-members), et cette approche est appelée : l'analyse du mélange des pôles hydrochimiques ou « End Members Mixing Analysis ». La réussite de l'analyse de mélange à plusieurs composantes dépend étroitement de la différenciation de ces pôles (Ambroise, 1998).

Selon, Joerin (2000), l'utilisation des traceurs chimiques par rapport à ceux isotopiques, est plus délicate. En effet, les traceurs chimiques, d'une manière générale peuvent réagir avec leur environnement (altération, dissolution, précipitations, cycle biologique). Les dynamiques de ces réactions sont très variables dans l'espace et dans le temps et par conséquent elles sont difficiles à étudier et à caractériser. Elles dépendent entre autres de la disponibilité des substances chimiques dans l'environnement (par exemple de la capacité d'échange cationique des sols), des conditions climatiques (par exemple la température), des propriétés chimiques de l'eau (par exemple de l'acidité) et du temps de contact eau - sol. Selon, la dynamique de ces réactions, les traceurs chimiques peuvent être considérés à l'échelle de temps de l'évènement pluie – débit : soit i) comme réactifs si le temps caractéristique des réactions est inférieur à la durée des évènements pluie – débit étudiés ; ii) comme conservatifs, si le temps caractéristique des réactions est nettement supérieur à l'échelle de temps des processus hydrologiques étudiés.

4.6.1.2 Modélisation mathématique

A l'exutoire du système hydrologique, à un instant donné, la concentration d'un élément chimique dans le cours d'eau, est la résultante d'un mélange d'eau d'origine et d'histoire différentes. Ainsi, les caractéristiques chimiques de cette eau sont fonction des proportions du mélange (Bariac et al., 1995).

Etant donné que l'eau échantillonnée à l'exutoire du système est la somme des contributions de n réservoirs ou sources d'écoulement, ceci permet d'écrire pour trois (pluie, eaux du sol et des nappes) :

$$Q_T = Q_1 + Q_2 + Q_3 \quad \text{éq. 39}$$

$$Q_T \cdot C^1 = Q_1 \cdot C_1^1 + Q_2 \cdot C_2^1 + Q_3 \cdot C_3^1 \quad \text{éq. 40}$$

$$Q_T \cdot C^2 = Q_1 \cdot C_1^2 + Q_2 \cdot C_2^2 + Q_3 \cdot C_3^2 \quad \text{éq. 41}$$

Avec

- Q_T = débit des n réservoirs mesuré à l'exutoire

- C^i et C_n^i = concentration du traceur (i) et concentration du traceur (i) du pôle (n) respectivement à l'exutoire et dans les n réservoirs contributeurs.

Les concentrations (C_n^i) doivent être connues. Ce problème de trois équations à trois inconnues se résout bien en notation matricielle :

$$\begin{bmatrix} Q_T \\ Q_T \cdot C^1 \\ Q_T \cdot C^2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ C_1^1 & C_2^1 & C_3^1 \\ C_1^2 & C_2^2 & C_3^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Q_1 \\ Q_2 \\ Q_3 \end{bmatrix} \quad \text{éq. 42}$$

Et la solution du problème est alors (la matrice 3x3 est inversible) :

$$\begin{bmatrix} Q_1 \\ Q_2 \\ Q_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ C_1^1 & C_2^1 & C_3^1 \\ C_1^2 & C_2^2 & C_3^2 \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} Q_T \\ Q_T \cdot C^1 \\ Q_T \cdot C^2 \end{bmatrix} \quad \text{éq. 43}$$

Le développement de l'équation matricielle est la suivante :

$$A = XQ_1 = \frac{[(C_1^1 - C_3^1) * (C_2^2 - C_3^2)] - [(C_2^2 - C_3^2) * (C_1^1 - C_3^1)]}{[(C_1^1 - C_3^1) * (C_2^2 - C_3^2)] - [(C_2^2 - C_3^2) * (C_1^1 - C_3^1)]} \quad \text{éq. 44}$$

$$B = XQ_2 = \frac{[(C_1^1 - C_3^1) * (C_2^2 - C_3^2)] - [(C_2^2 - C_3^2) * (C_1^1 - C_3^1)]}{[(C_1^1 - C_3^1) * (C_2^2 - C_3^2)] - [(C_2^2 - C_3^2) * (C_1^1 - C_3^1)]} \quad \text{éq. 45}$$

$$C = ZQ_3 = 1 - XQ_1 - YQ_2 \quad \text{éq. 46}$$

La détermination de la contribution des 3 réservoirs ou pôles passe d'abord par le calcul de

la différenciation des contributions (Q_1 , Q_2 et Q_3) dont l'association forme le débit total à

l'exutoir :

$$Q_1 = Q_T * A \quad \text{éq. 47}$$

$$Q_2 = Q_T * B \quad \text{éq. 48}$$

$$Q_3 = Q_T * C \quad \text{éq. 49}$$

Le produit entre les débits (Q_n) et le temps (t) permet de déterminer les volumes d'eau (V_n)

des n réservoirs :

$$V_1 = Q_1 * t(s) \quad \text{éq. 50}$$

$$V_2 = Q_2 * t(s) \quad \text{éq. 51}$$

$$V_3 = Q_3 * t(s) \quad \text{éq. 52}$$

4.6.2 Application pour le bassin versant de Longueira

Dans cette étude, nous avons considéré trois réservoirs qui contribuent au débit à l'exutoire du bassin : l'écoulement superficiel (ES), l'écoulement de sub surface ou hypodermique (EH) et l'écoulement de nappe ou profond (EP). Chaque réservoir va représenter un pôle avec une composition chimique qui lui sera spécifique. Selon, l'approche EMMA nous allons

choisir deux traceurs puisque nous avons trois réservoirs. Nous allons utiliser trois séries de deux traceurs distincts (série 1 : somme des cations et Mg/Na ; série 2 : silice et Cl/Cl+Mg ; série 3 : somme des cations et Cl/Cl+Mg), et ainsi réaliser trois simulations différentes dont les résultats seront comparés. Les valeurs de chacun des traceurs utilisés sont définies sur la base de la composition chimique de chacun des pôles lorsqu'ils ont été échantillonnés, c'est-à-dire l'eau de source pour l'écoulement profond et l'eau de pluie pour l'écoulement superficiel (**Tableau 69**).

Tableau 69 : Détermination des valeurs des pôles de mélange selon les séries de traceurs utilisés dans l'approche EMMA

Série	Traceurs	Réservoirs		
		ES	EH	EP
1	Somme des cations	Min pluie	3 ^{ème} sommet du triangle (ES-EP-EH)	Max nappe
	Mg / Na	Min pluie	3 ^{ème} sommet du triangle (ES-EP-EH)	Min nappe
2	Silice	Min pluie	3 ^{ème} sommet du triangle (ES-EP-EH)	Max nappe
	Cl / Mg + Cl	Max pluie	3 ^{ème} sommet du triangle (ES-EP-EH)	Min nappe
3	Somme des cations	Min pluie	3 ^{ème} sommet du triangle (ES-EP-EH)	Max nappe
	Cl / Mg + Cl	Max pluie	3 ^{ème} sommet du triangle (ES-EP-EH)	Min nappe

Pour le cas particulier des modèles à 3 composantes et deux traceurs, comme dans notre cas, le diagramme de mélanges (diagramme EMMA) correspond dans l'espace des traceurs à un triangle dont les sommets représentent la signature chimique des réservoirs (Joerin, 2000). Les valeurs des échantillons du cours d'eau doivent s'inscrire à l'intérieur de ce triangle, définissant le cas échéant la signature de l'un des trois pôles. Dans notre cas, la signature du pôle écoulement hypodermique (EH) sera déterminée de cette façon (**Tableau 69**). Ce modèle est appliqué sur les 5 crues de la saison 2006 du bassin versant de Longueira.

4.6.3 Les résultats obtenus

Pour les résultats de chaque série on présente en premier lieu la figure de l'hydrogramme de la crue puis le diagramme EMMA correspondant avec la distribution des mélanges. Bien que le modèle ait été appliqué à l'ensemble des cinq crues de la saison 2006, nous présentons uniquement les figures des crues du 1/8 et du 3/9 (Figure 52 , Figure 53 **Figure 54**) et le Tableau 70 récapitule les résultats pour les cinq crues.

4.6.3.1 Pour la série de traceurs : somme des cations et ratio Mg/Na

Les résultats obtenus avec la première série de traceurs (somme des cations et le ratio Mg/Na) montrent une forte variabilité de la contribution entre les 3 réservoirs. Le réservoir de surface contribue à 33, 49, 54, 56 et 56 % pour l'ensemble des 5 crues respectivement, ce qui fait que sa contribution croît régulièrement de 33 à 56% au cours de la saison. Le réservoir hypodermique contribue pour 51, 43, 22, 20 et 24 % au débit des cinq crues respectivement, soit une décroissance au cours de la saison. Le réservoir profond contribue respectivement pour 15, 8, 24, 24 et 20 % au débit des crues, soit une contribution faible en début de saison, mais qui s'accroît à partir de la troisième crue (Tableau 70 **Figure 52**). Nous constatons sur le diagramme d'EMMA de la Figure 52, que le nuage de points des mélanges se positionne entre les réservoirs superficiel et hypodermique, mais avec une tendance à être attiré par le pôle hypodermique. En résumé, en début de saison le premier réservoir à contribuer au débit est le réservoir hypodermique qui laisse progressivement la place aux écoulements profond et superficiel en cours de saison, ce dernier devenant majoritaire dès la deuxième crue.

4.6.3.2 Pour la série de traceurs : silice et ratio Cl/Cl+Mg

Les résultats obtenus avec cette deuxième série de traceurs (silice et ratio Cl/Cl+Mg) montrent également une forte variabilité entre la contribution des 3 réservoirs. Le réservoir de surface contribue pour 63, 51, 68, 42 et 52 % respectivement au débit des 5 crues, soit une contribution irrégulière variant entre 40 et 60 % environ. Le réservoir hypodermique contribue pour 20, 27, 15, 32 et 26 % respectivement au débit des crues, donc là aussi sans tendance temporelle claire. De la même façon aucune tendance temporelle ne se dégage

pour le réservoir profond qui contribue pour 18, 22, 17, 26 et 22 % respectivement au débit des crues (Tableau 70). Nous constatons sur le diagramme d'EMMA de la Figure 52, que le nuage de points des mélanges se positionne carrément au niveau du pôle du réservoir hypodermique. En résumé, l'écoulement superficiel est majoritaire tout au long de la saison alors que l'écoulement hypodermique contribue modestement au débit des crues, la plupart du temps cependant toujours devant l'écoulement profond qui reste minoritaire.

4.6.3.3 Pour la série de traceurs : la somme des cations et ratio Cl/Cl+Mg

Les résultats obtenus avec la dernière série de traceurs (somme des cations et le ratio Cl/Cl+Mg) montrent également une forte variabilité temporelle de la contribution des 3 réservoirs. Le réservoir de surface contribue pour 17,21, 17, 25 et 22 % respectivement au débit des 5 crues, soit une croissance régulière de sa contribution passant de 17 à 22 %. Le réservoir hypodermique contribue fortement au débit des crues avec respectivement 71, 71, 75, 58 et 59 %, soit une diminution en fin de saison, passant de 71 à 59 %. Le réservoir profond contribue faiblement au débit avec respectivement 8, 8, 9, 17 et 19 %, soit un doublement de sa contribution en fin de saison (Tableau 70). Nous observons avec cette série de traceurs, que le nuage de points du diagramme de EMMA (Figure 54) bien qu'il se décale légèrement vers le haut (vers le pôle profond) se positionne entre néanmoins entre les deux autres réservoirs, mais étant plus proche du réservoir superficiel. En résumé, l'écoulement hypodermique contribue à l'essentiel du débit des crues (58 à 75%) au détriment de l'écoulement profond d'une part, et, de façon plus surprenante, de l'écoulement de surface d'autre part.

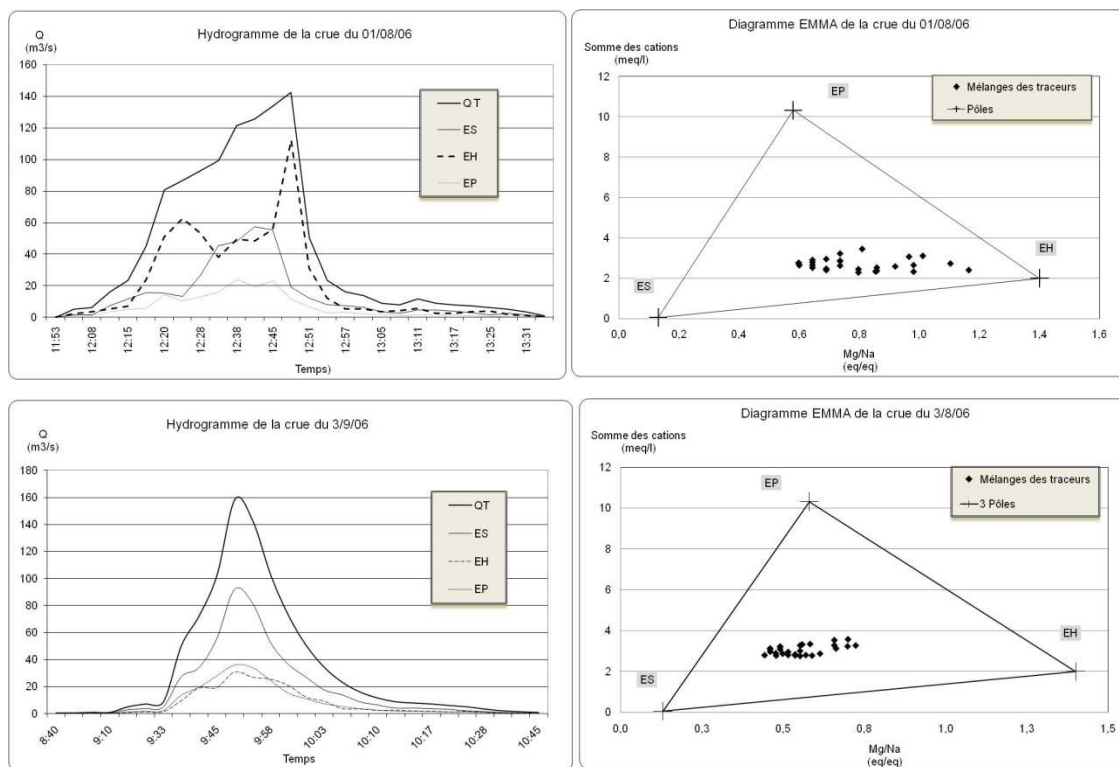


Figure 52 : Hydrogramme de crue et diagramme EMMA de la série de traceurs (somme des cations et Mg/Na)

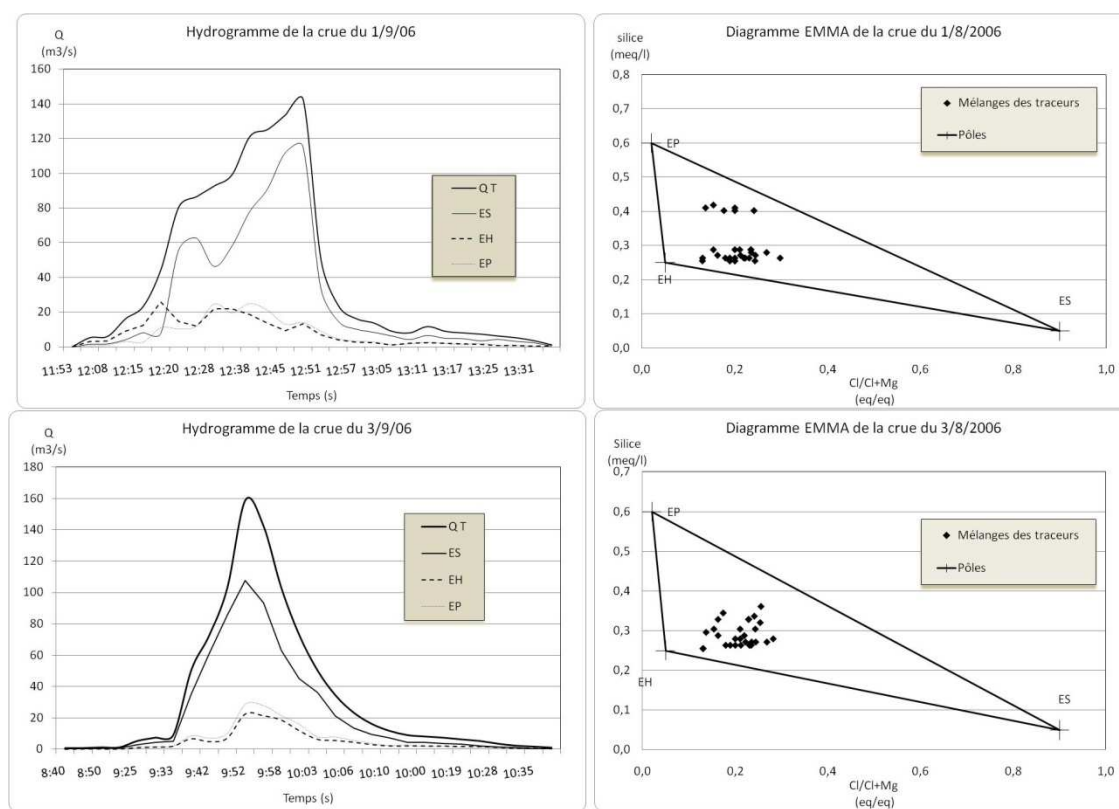


Figure 53 : Hydrogramme de crue et diagramme EMMA de la série de traceurs (silice et Cl/Cl+Mg)

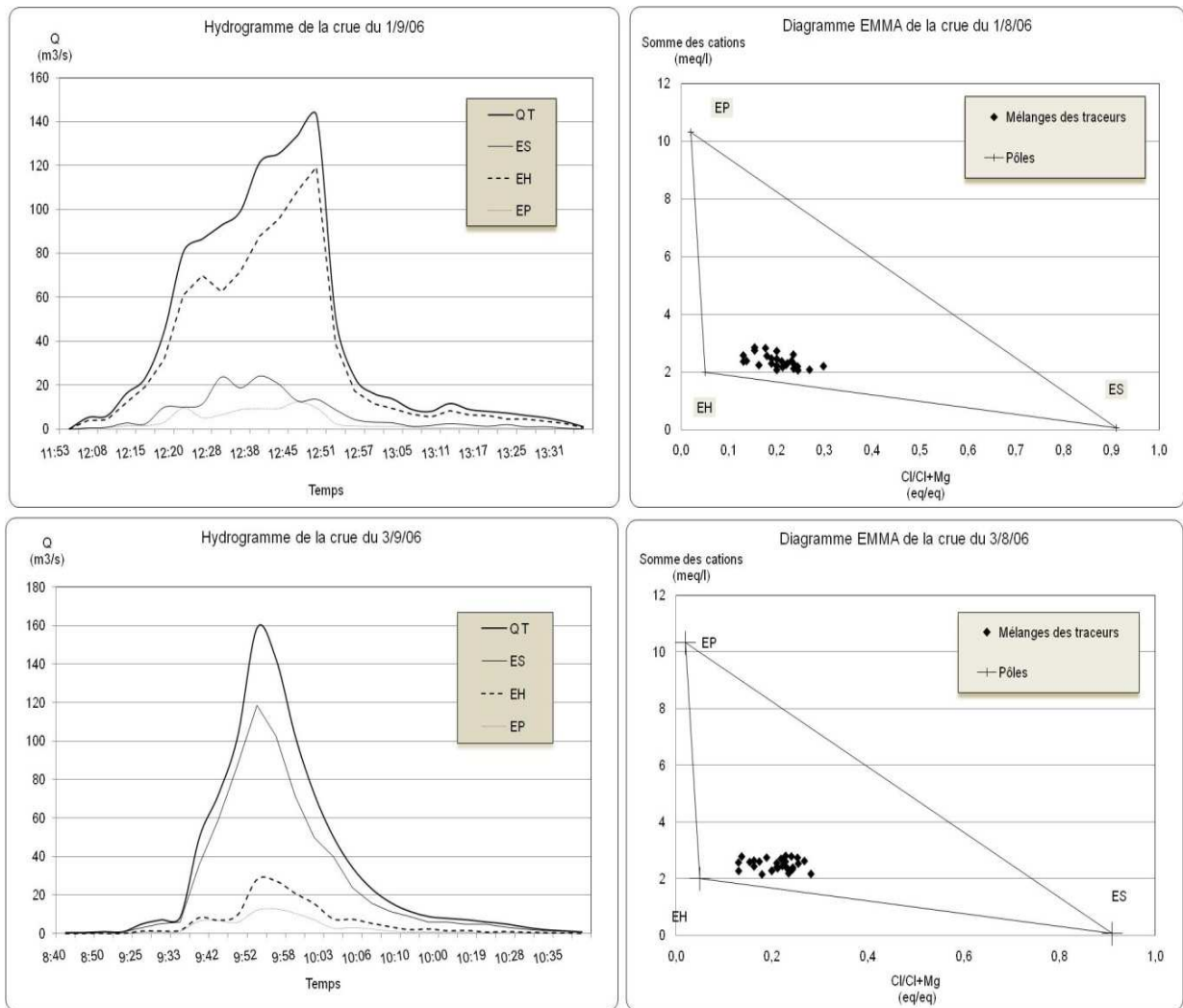


Figure 54 : Hydrogramme de crue et diagramme EMMA de la série de traceurs (somme des cations et Cl/Cl+Mg)

Tableau 70 : Récapitulation de la contribution des différents réservoirs du système en fonction des 3 séries de traceurs durant les crues de la saison 2006

Crue	Réservoir	Série 1		Série 2		Série 3	
		Somme cations & Mg/Na		Silice & Cl/Cl+Mg		Somme cations & Cl/Cl+Mg	
		m ³	%	m ³	%	m ³	%
01/08	Superficiel	89554	33	158760	63	43602	17
	Hypodermique	139446	51	50275	20	190654	75
	Profond	41918	15	44812	18	19590	8
	Total (m ³)	253846	100	253846	100	253846	100
15/08	Superficiel	6088	49	6326	51	2611	21
	Hypodermique	5343	43	3373	27	8822	71
	Profond	994	8	2726	22	992	8
	Total (m ³)	12425	100	12425	100	12425	100
03/09	Superficiel	112322	54	141602	68	35054	17
	Hypodermique	46140	22	32046	15	156565	75
	Profond	51148	24	35963	17	17991	9
	Total (m ³)	209610	100	209610	100	209610	100
13/09	Superficiel	5193	56	3816	42	2242	25
	Hypodermique	1842	20	2912	32	5277	58
	Profond	2241	24	2317	26	1525	17
	Total (m ³)	9044	100	9044	100	9044	100
14/09	Superficiel	701	56	654	52	271	22
	Hypodermique	300	24	321	26	743	59
	Profond	250	20	277	22	238	19
	Total (m ³)	1251	100	1251	100	1251	100
Moyenne des crues par série	Superficiel	48618	50	62232	55	19447	20
	Hypodermique	31116	32	17785	24	66121	68
	Profond	17502	18	17219	21	11668	12
	Total (m ³)	97236	100	97236	100	97236	100

4.6.4 Discussion

L'utilisation des 3 séries de traceurs chimiques a conduit à 2 résultats différents. En effet, les deux premières séries (somme des cations & Mg/Na et les traceurs silice & Cl/Cl+Mg) nous indiquent clairement que la contribution du réservoir superficiel au débit des crues est majoritaire. Alors que, pour la 3^{ème} série, c'est plutôt la contribution du réservoir hypodermique qui domine. Cependant, plusieurs arguments permettent de penser que l'écoulement superficiel est le processus dominant dans la formation des crues :

- i) le contexte morphologique de notre bassin versant, c'est-à-dire un système très montagneux, avec une dénivelée d'environ 800 m et une pente moyenne très forte de 47 % (Tableau 22) ;
- ii) la réponse très rapide des crues enregistrées avec des charges des matières en suspension élevées (Tableau 51);
- iii) la descente rapide des crues, montrant une relation forte à l'évènement pluvieux.

Tous ces faits nous amènent à choisir les résultats des deux premières séries de traceurs voire même de la seconde série (Silice et Cl/Cl+Mg). En effet, cette dernière semble plus cohérente, notamment 1) parce que les écoulements superficiels y sont systématiquement dominants et 2) parce qu'elle donne des résultats similaires pour les deux crues exceptionnelles (1/8 et 3/9) avec une contribution de l'écoulement superficiel de 63 à 68% (Tableau 70). Enfin, les résultats de la seconde série sont cohérents avec ceux obtenus par d'autres auteurs dans de petits bassins versants (Travi et al., 1994 ; Ribolzi et al , 1997 ; Cras, 2005), mais également sur des bassins versants de taille moyenne (Bamory, 2008) et de taille plus grande (Chaponnière, 2005). La faible contribution du réservoir hypodermique par rapport au réservoir superficiel a aussi été soulignée par d'autres auteurs (Martinec et al., 1975 ; Fritz et al., 1975 ; Sklash et Farvolden, 1979 ; Bottomley et al., 1984).

La première crue de la saison (1/8), occasionnée par une pluie exceptionnelle (plus de 100 mm) arrivant sur des sols dépourvus de leur couverture végétale, provoque un ruissellement superficiel intense et plus important que les autres formes de ruissellement du bassin. La deuxième crue de la saison, qui intervient à environ 15 jours après la première arrive sur une matrice pédologique relativement bien couverte par un tapis herbacé, favorisant l'infiltration de l'eau de pluie mais pas de façon suffisante cependant pour permettre à l'écoulement hypodermique d'avoir une contribution majoritaire (Figure 55). Ces deux premières pluies permettent aux grains de maïs de germer et de bien se développer, ce qui conduit à la fin du mois d'août à pratiquer le sarclage (en général 3 à 4 semaines après la germination). Cette pratique réduit fortement l'état de la rugosité du sol, diminuant sa capacité d'infiltration et favorisant l'écoulement superficiel. Ainsi, on assiste à nouveau à une forte contribution du réservoir de surface (68%, Figure 55) à la formation de la troisième crue (3/9).

La quatrième crue montre une contribution de l'écoulement superficiel en nette baisse avec 42 % du débit total, et par conséquent une augmentation des écoulements moins immédiats (32 et 26 % pour les écoulements hypodermiques et profonds respectivement). La dernière crue de la saison (14/9) voit son apport d'eau du réservoir superficiel augmenter de 10 % par rapport à la crue antérieure (13/9). Ceci est dû au fait que cette crue est intervenue 24 heures après la première. Ce court laps de temps n'a pas permis au sol de se décharger de son humidité, diminuant sa capacité d'infiltration et favorisant le ruissellement superficiel (ES). Cependant, à cette période de la saison les réservoirs hypodermique (EH) et profond (EP) restent bien alimentés, maintenant leurs contributions à un niveau relativement élevé (26 et 22 % respectivement).

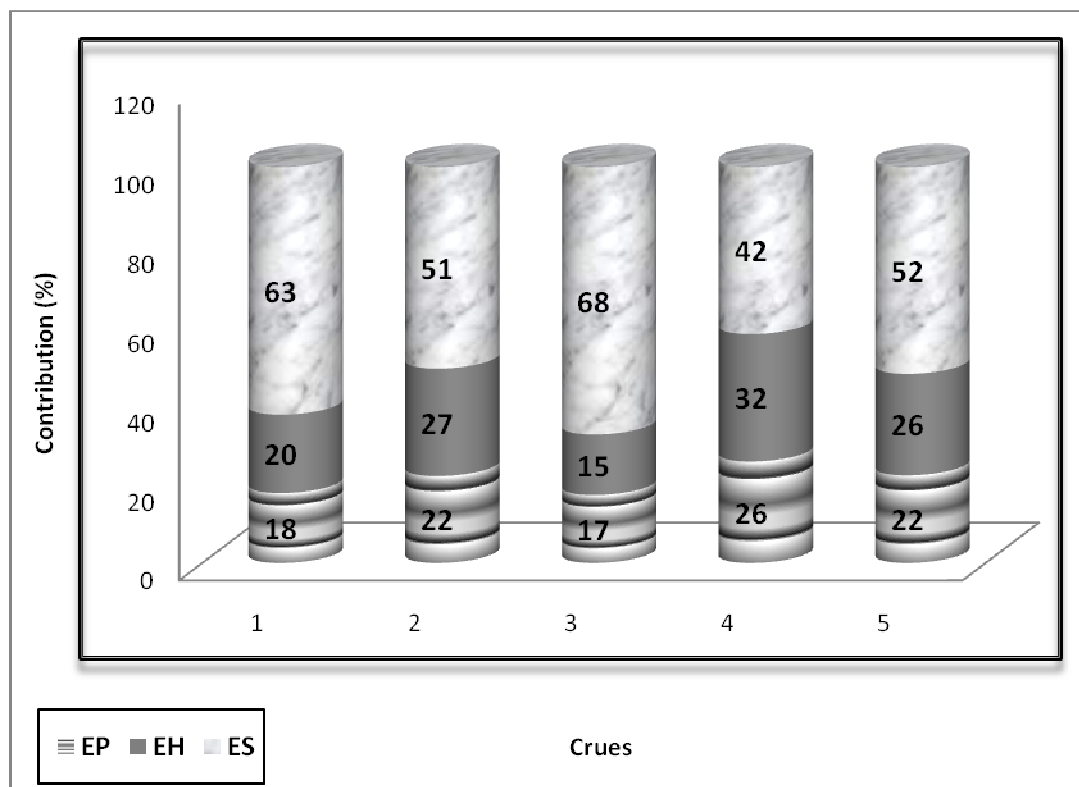


Figure 55 : Apport des différents réservoirs (%) au débit du cours d'eau à l'exutoire du bassin de Longueira déterminés selon les traceurs de la série 2 dans l'approche EMMA et pour les cinq crues de la saison 2006 (1 : crue du 1/8 ; 2 : crue du 15/8 ; 3 : crue du 3/9 ; 4 : crue du 13/9 ; 5 : crue du 14/9)

La relation entre l'exportation annuelle des matières en suspension et la proportion du ruissellement superficiel (Figure 56) est très proche de celle obtenue entre le taux

d'exportation des matières en suspension et la lame d'eau ruisselée (Figure 45). Ce résultat vient renforcer les arguments cités auparavant concernant le rôle notoire de l'écoulement superficiel dans la formation du débit observé à l'exutoire du bassin versant de Longueira lors des 5 crues de la saison humide 2006.

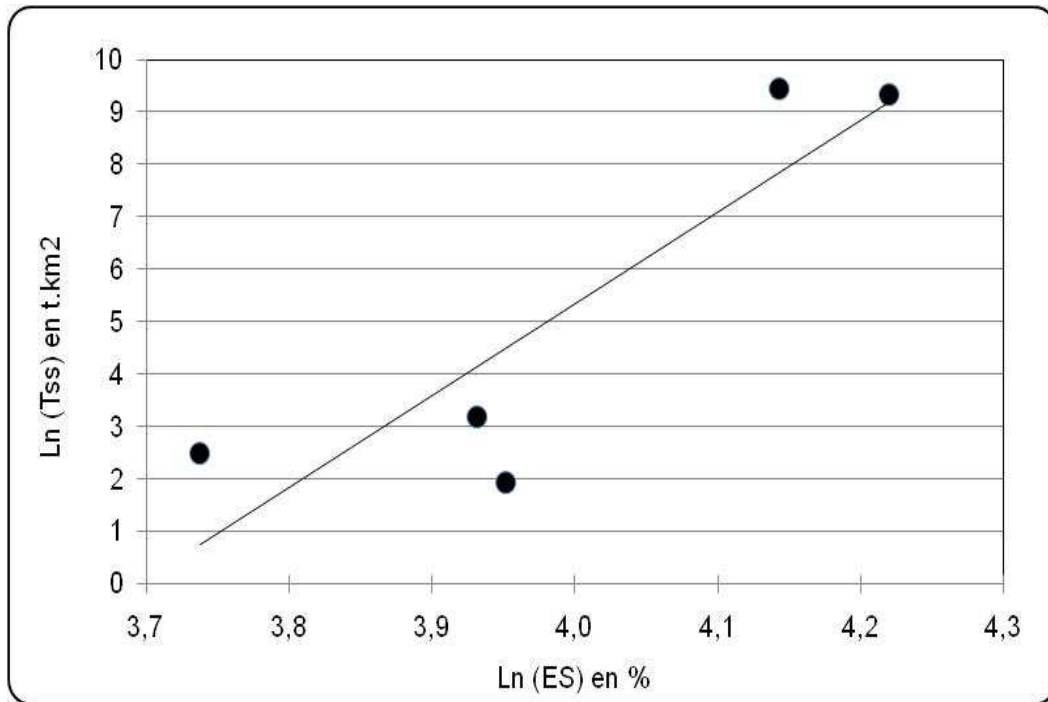


Figure 56 : Relation entre l'exportation de matières en suspension et l'écoulement superficiel dans le bassin versant de Longueira pour les cinq crues de la saison humide 2006

5 CONCLUSIONS GÉNÉRALES

5.1 CONTEXTE CLIMATIQUE

Notre étude sur l'érosion hydrique des sols de l'île de Santiago au Cap Vert, s'est portée sur 6 saisons humides (2004 à 2009) très contrastées temporellement et spatialement.

La saison humide 2004 a reçu un cumul d'environ 330 mm réparti d'une façon hétérogène le long des trois mois les plus humides de l'année. En effet, le mois d'août a reçu 87 mm, le mois de septembre présente un cumul deux fois supérieur que celui d'août avec 187 mm, alors que le mois d'octobre qui marque la transition entre la courte période humide et la longue période sèche a reçu un cumul nettement inférieur de 55 mm. Cette saison 2004 fut relativement aride en zone bioclimatique humide.

La saison humide 2005 a reçu un cumul d'environ 300 mm en zone humide et sub humide et moins de 200 mm en zone semi aride – aride. Les pluies sont réparties de façon irrégulière entre les trois mois pluvieux. Août reçoit un cumul d'environ 60-90 mm dans les 3 zones bioclimatiques, tandis que septembre le cumul varie environ entre 170 mm en zone humide, 100 mm en zone sub humide et moins de 30 mm en zone aride. Le mois d'octobre, enregistre un cumul d'environ 70 mm en zone humide, 60 mm en zone sub humide et cumul nul en zone semi aride-aride.

La saison humide 2006 a reçu un cumul d'environ 500 mm en zone humide et 400 mm respectivement en zone sub humide et semi aride-aride. La répartition de ces cumuls varie de façon irrégulière dans les 3 zones bioclimatiques. En effet, le mois d'août a reçu plus de 100 mm de pluies dans les 3 zones, septembre a reçu plus de 320 mm en zone humide, plus de 220 mm en zone sub humide et moins de 150 mm en zone semi aride – aride. Ces deux mois ont reçu des pluies exceptionnelles, particulièrement les 1/8 et 3/9 avec des cumuls supérieurs à 100 mm par évènement pluvieux en zone humide. En revanche, octobre fut radicalement différent avec des cumuls pour les 3 zones inférieurs à 12 mm.

La saison humide 2007, fut une période assez aride similaire à 2004 et 2005. Le cumul de cette année est d'environ 300 mm en zones humide et sub humide et d'environ 200 mm en zone semi aride – aride. Paradoxalement aux saisons précédentes, le mois d'août a reçu le

cumul le plus important pour les 3 zones bioclimatiques avec plus de 140 mm en zones humide et sub humide et moins de 60 mm en zone semi aride – aride.

La saison humide 2008, fut également relativement aride, la zone humide a reçu un cumul 360 mm dont plus de 300 mm répartis entre août et septembre tandis qu’octobre a reçu environ 60 mm. En zone sub humide, le cumul est à peine 240 mm, dont la moitié se concentre en août et le restant réparti entre septembre et octobre. En zone semi aride – aride, le cumul est inférieur à 200 mm, cependant réparti d’une forme homogène entre les 3 mois humides.

La saison humide 2009 fut particulièrement pluvieuse avec des cumuls d’environ 600 mm en zone humide et sub humide, et quasiment 500 mm en milieu semi aride – aride. Pour les 3 zones, septembre fut la plus humide avec plus de 250 mm, tandis que les mois d’août et d’octobre ont reçu un cumul supérieur à 100 mm.

Ces six saisons humides (2004-2009) sont assez représentatives de la réalité pluviométrique de l’île de Santiago et du Cap Vert d’une manière générale. Le bassin versant de Longueira qui se trouve en zone bioclimatique qualifiée d’humide a reçu durant les 6 saisons humides environ 137 pluies pour une moyenne saisonnière de 13 pluies environ. Le bassin versant de Grande, qui se localise dans une zone bioclimatique sub humide compte 43 pluies durant les 5 saisons humides (2005-2009) pour une moyenne de saisonnière de 9 pluies. Le bassin versant de Godim, qui se trouve dans une zone semi-aride à aride a quasiment reçu le même nombre de pluies (44 pluies) mais sur 4 saisons humides car les détails sur les données de 2007 n’ont pas été obtenus. Cette cartographie climatique nous montre la forte disparité spatiale existante entre les bassins versants d’une même région.

5.2 LES BASSINS VERSANTS

L’étude a été réalisée sur l’île de Santiago (991 km²) la plus grande et agricole de l’archipel du Cap Vert mais dans trois bassins versants : Longueira, Grande et Godim contrastés du point de vue climatique, occupation du sol et morphologique, mais dont le substratum est composé de roches basaltiques uniquement. Les deux premiers bassins alimentent le barrage hydro agricole de Poilão Fonseca situé plus en aval, au centre du grand bassin de Ribeira Seca qui inclut les 3 bassins étudiés dans le cadre de cette étude.

Le bassin versant de Longueira qui présente une superficie de 4,18 km² avec une pente moyenne de 47% associée à une altitude moyenne de 588 m est un bassin quasi forestier qui se localise dans une zone bioclimatique humide. La population locale vit en grande partie de l'agriculture, elle se concentre essentiellement sur le versant Sud du bassin versant. Les principales activités consistent à l'agriculture de subsistance de maïs associé à l'haricot et à l'élevage de bovins à une échelle très faible car il se limite à quelques têtes de bovins par famille. Parallèlement, la population s'adonne à la transformation du rhum local avec la canne à sucre provenant des surfaces agricoles irriguées qui se localisent en aval des bassins versants de Ribeira Seca et de Picos. La partie forestière est une zone protégée appartenant à l'Etat.

Le bassin versant de Grande, avec une superficie de 1,87 km² présente une occupation du sol est nettement dominée par l'agroforesterie. L'agriculture est essentiellement de type pluvial et pratiquée sur des pentes moyennes de 50%. Grande se localise dans une zone bioclimatique sub humide.

Le bassin versant de Godim, est adjacent au bassin versant de Grande, mais se localise dans une zone semi aride – aride. Il a une superficie de 2,0 km² intégralement dédié à l'agriculture pluviale. C'est le bassin le moins pentu avec une pente moyenne de 32 %.

5.2.1 ÉCHANTILLONNAGE

L'approche adoptée dans le cadre de cette étude consiste à échantillonner plusieurs types d'écoulements, notamment les eaux de crue et d'étiage à l'exutoire des bassins versants, les eaux de nappe et de pluie.

5.2.1.1 Bassin versant de Longueira

L'échantillonnage du cours d'eau à l'exutoire du bassin de Longueira s'est déroulé de 2004 à 2009, durant les 3 mois humides de l'année : août, septembre et octobre. La périodicité d'échantillonnage des eaux de crue n'a pas été la même durant toutes les périodes. En 2004, on a échantillonné une fois par crue. En 2005 on a échantillonné 3 fois par crue : au début de la crue, au milieu et à la fin. A partir de 2006, les échantillonnages ont été réalisés avec beaucoup plus de fréquences, allant de 5 à 39 prélèvements par crues, soit une moyenne de 10 échantillons prélevés par crue entre 2006 et 2009 et échantillonnés selon les variations

de la hauteur d'eau. Pour les 6 années de mesures, 219 échantillons ont été prélevés au total sur un ensemble de 26 crues

5.2.1.2 Bassins versants de Grande et Godim

L'échantillonnage des cours d'eau de Grande et Godim s'est déroulé de 2005 à 2009, durant les 3 mois humides de l'année : août, septembre et octobre. La périodicité d'échantillonnage des eaux de crue dans ces deux sous bassins est différente que celle de Longueira, car seuls 3 échantillons par crue ont été prélevés. On a collecté dans le bassin de Grande 51 échantillons au total pour 17 crues ; et dans le bassin de Godim, on a 24 échantillons pour 8 crues.

5.3 PROCESSUS D'ÉROSION ET BILAN

5.3.1 ÉROSION MÉCANIQUE

5.3.1.1 Variabilité des concentrations de matières en suspension

La comparaison de la concentration moyenne de matières en suspension entre les 3 bassins versants indique une grande variabilité spatiale entre eux, autrement dit, on a obtenu une concentration moyenne de 53,08 g/l pour Longueira, 24,20 g/l à Grande et 14,89 g/l à Godim. Dans le bassin versant de Longueira, la concentration est quasi 4 fois supérieure à celle de Godim et plus du double à Grande. Cette variabilité spatiale de la concentration moyenne des matières en suspension, est encore constatée temporellement. En effet, le mois d'août présente la concentration moyenne la plus importante pour les bassins de Longueira et Grande. Alors que pour le bassin de Godim, c'est le mois de septembre qui présente la concentration moyenne la plus importante. Cependant, pour les 3 bassins versants, le mois d'octobre est celui où la concentration moyenne des matières en suspension est la plus faible avec une variation comprise entre 3,0 et 8,5 g/l

Les variations de la concentration de matières en suspension en fonction du débit de la saison humide 2006 dans le bassin versant de Longueira présentent 2 aspects distincts. On remarque, une forte variabilité de la concentration de matières en suspension pour de faibles débits (inférieures à environ $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). La concentration ne semble alors pas être contrôlée par le débit. Cette constatation a été mise en évidence en région méditerranéenne

au Maghreb, dans un milieu biophysique similaire au bassin de Longueira par Ghenim et al. (2007) et en Australie dans un bassin versant où la pluviométrie moyenne annuelle est de 274,4 mm (Bourke, 2002). Ceci, semble attester que le transport solide, qui a besoin d'une source d'énergie pour se manifester, est étroitement lié à l'écoulement sans qu'il y ait une véritable proportionnalité (Ghenim et al., 2007). Cette tendance pour que la concentration de matières en suspension prenne des valeurs différentes pour un débit identique rend compte du phénomène d'hystérésis. Ce dernier permet de comprendre la relation existante entre la concentration (C) de la crue et le débit (Q). Williams (1989) a classé les hystérésis en 5 classes distinctes, chacune d'entre elles étant caractérisée par un patron type et des critères mathématiques fiables, notamment la pente de la relation C-Q en montée de crue et en décrue. Pour la saison humide 2006, nous avons obtenu 2 types d'hystérésis pour les 5 crues :

- ❖ la crue du 1/8, de type « Figure height » c'est-à-dire une association de « clockwise » et de « counterclockwise », est la première crue, arrivée très tôt dans la saison après une longue période sèche de 9 mois. La pluie qui a généré cette crue s'est abattue sur des sols très secs, dépouillés de couvert végétal et venant juste d'être perturbés par les semis de culture pluviale intervenant entre mi-juin et début août. Ainsi, du fait de la faible rugosité des sols, le ruissellement superficiel est élevé, provoquant une érosion quasi instantanée ainsi que la mobilisation des sédiments proches de l'exutoire. La charge en suspension à l'exutoire augmente alors très rapidement amorçant un hystérésis de type « clockwise ». On a d'ailleurs observé le pic de concentration de matières en suspension avant celui du débit. À la décrue, ce sont les sources les plus éloignées de l'exutoire qui vont à leur tour alimenter en sédiment le cours d'eau, provoquant un hystérésis de type « counterclockwise ».
- ❖ La deuxième crue du 15/8 de type « counterclockwise », arrive environ deux semaines après la première forte pluie de la saison. Les eaux d'écoulement sont donc moins chargées en début de crue car la quasi-totalité des sédiments du lit a été exportée lors de la première crue. Cependant, les versants plus éloignés de l'exutoire, fortement pentus contribuent toujours autant à la charge solide arrivant dans un second temps à l'exutoire.
- ❖ Les trois dernières crues de la saison 2006 (3/9, 13/9 et 14/9) présentent, de façon surprenante, un hystérésis de type « Counterclockwise » montrant qu'à nouveau, des

matériaux sédimentaires sont très rapidement disponibles au cours de la crue, alors que le couvert végétal commence à se densifier. Cependant, la crue du 3/9 correspond à un événement pluvieux exceptionnel conduisant à un débit de pointe de plus de $180 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. On peut penser que de telles conditions mobilisent très rapidement les matériaux quelque soit l'état de surface du bassin versant. Le fait que les deux crues suivantes présentent elles-aussi des hystérésis de type « Counterclockwise » est plus inattendu. Cela s'explique par les activités de sarclage de la culture du maïs, intervenant un mois environ après la première pluie du 1^{er} août. Cette pratique consiste en un désherbage mécanique à la houe ayant pour effet de supprimer la cohésion du sol superficiel et de diminuer brusquement la protection des sols par la végétation. Une grande quantité de matériel issue des versants est alors facilement disponible pour l'érosion. En outre, la crue du 14/9 intervient dans un contexte où le sol reste saturé en eau depuis la crue du jour précédent, accentuant encore le ruissellement superficiel et donc le transport solide.

La saison 2009, bien qu'elle ait été aussi humide que 2006, est en fait très différente sur le plan hydro-climatique. En effet, le mois d'août a été très humide avec 16 événements pluvieux bien répartis temporellement pour un cumul de 174,6 mm. Ces pluies ont favorisé un développement harmonieux du couvert végétal, notamment des plants de maïs, permettant d'augmenter la protection du sol, malgré les opérations de sarclage. Ainsi, les trois premières crues de la saison humide 2009 (9/9, 18/9 et 23/9) montrent toutes :

- ❖ un hystérésis de type « counterclockwise », signifiant que les eaux arrivant en premier à l'exutoire proviennent certainement des escarpements et donc sont moins chargées en sédiment, contrairement aux eaux de ruissellement provenant des versants cultivés plus riches en matériaux érodables mais arrivant avec un certain retard au niveau de l'exutoire du fait de la rugosité de l'état de surface.
- ❖ La dernière crue de la saison (27/10) arrive tardivement par rapport aux autres, alors que débute la transition entre la courte saison humide et la longue saison sèche. L'hystérésis de type « single line plus loop » signifie que les apports solides à l'exutoire se font de façon plus ou moins uniforme au cours de la crue. Cela est probablement provoqué par deux ensembles de facteurs. Tout d'abord, en fin de saison les matériaux facilement et rapidement disponibles sont plus rares et

l'érosion de versant est plus uniforme au cours de l'événement pluvieux. Ensuite, contrairement aux crues de début de saison, les écoulements profonds, peu chargés en matières en suspension, contribuent au débit du cours d'eau, diluant la concentration des matières en suspension.

Nous pouvons dire que dans le bassin versant de Longueira, l'anthropisation, c'est-à-dire les pratiques du sarclage est l'un des facteurs de taille dans l'alimentation des crues en matériaux sédimentaires, particulièrement les crues de mi-saison. Un autre facteur à l'origine de la charge sédimentaire des crues est de type climatique : de forts cumuls de pluie génèrent une importante exportation de matières en suspension au sein du bassin du fait du fort ruissellement qu'ils provoquent ; c'est le cas des crues du 1/8 et du 3/9 de l'année 2006. La distribution temporelle des précipitations joue aussi dans le transport des sédiments. Si, les pluies sont bien réparties comme en 2009 cela va favoriser l'installation graduelle du couvert végétal et la recharge des réservoirs hypodermique et profond du système. Ainsi, les eaux émanantes de ces réservoirs auraient tendance à baisser la concentration des matières en suspension des crues par dilution.

5.3.1.2 Variabilité des taux d'érosion

L'érosion mécanique dans les 3 bassins versants est caractérisée par une forte variabilité temporelle et spatiale. En effet, la saison 2005 est celle où le taux d'érosion est le plus faible alors que les saisons 2006 et 2009 présentent le taux d'érosion le plus important pour les 3 bassins versants, tandis que les saisons 2007 et 2008 présentent un taux d'érosion moyen.

Le bassin versant de Longueira présente le taux d'érosion mécanique moyen le plus important avec $4266,5 \text{ t.km}^2.\text{an}^{-1}$, puis le bassin de Grande arrive en deuxième position avec un taux estimé à $157 \text{ t.km}^2.\text{an}^{-1}$ et enfin le bassin de Godim avec un taux beaucoup plus faible estimé à $10,1 \text{ t.km}^2.\text{an}^{-1}$.

Le taux d'érosion exceptionnel obtenu dans le bassin versant de Longueira pour la saison humide 2006, qui s'élève à $24\,000 \text{ t.km}^{-2}$, est largement dû aux 2 crues du 1/8 et du 3/9. La première crue a été générée par des pluies d'une hauteur de 105 mm. Ces pluies se sont abattues sur une bonne partie de la matrice pédologique quasiment nue, c'est-à-dire sans couvert végétal. Ce qui fait que l'écoulement superficiel, le principal facteur d'érosion des sols, est très intense car a occasionné des taux de concentration très forts (plus de 100g/l),

d'ailleurs les résultats obtenus avec le modèle EMMA, qui indiquent que 63 % de la contribution des eaux de crue provient de l'écoulement superficiel, est en cohérence avec ce fait. L'autre crue du 3/9, intervenue quelques semaines après celle du 1/8, a été également provoquée par des pluies exceptionnelles, de 153 mm. Ce fort cumul fait que quelque soit la rugosité des sols du bassin versant, l'érosion est très forte, car les précipitations sont largement supérieures à la capacité d'infiltration du sol générant le ruissellement. Ce fort ruissellement superficiel, qui provoqué des concentrations de matières en suspension incroyablement élevées (supérieure à 100 g/l) est aussi confirmé par les résultats obtenus avec le modèle EMMA, qui se situe aux alentours de 68 % par rapport aux autres formes d'écoulement du bassin versant.

Les 3 autres crues de cette saison humides 2006, sont moins érosives avec des concentrations de matières en suspensions inférieures à 15 g/l du fait de la dilution des eaux de crue par les eaux des écoulements hypodermique et profond.

Nous avons également constaté que le comportement des 3 bassins versants (Longueira, Grande et Godim) présente une relation logarithmique entre le taux d'érosion (T_{SS}) et le débit (Q) du fait de la différence existante au niveau climatique, morphologique et surtout anthropique. Cependant, le bassin versant de Grande est plus sensible à l'érosion mécanique que celui de Longueira. En effet, pour un même débit, le taux d'érosion mécanique est plus important dans Grande que dans Longueira. Par exemple, pour une lame d'eau écoulee de 3-4 mm.an⁻¹, l'exportation s'élève à 60 t.km⁻².an⁻¹ environ dans le bassin de Longueira, alors qu'elle est 3 fois plus importante dans le bassin versant de Grande. Cela est dû au fait que le bassin de Grande, avec 70 % de sa superficie dédié à l'agriculture pluviale, est plus vulnérable à l'érosion, notamment en raison de la pratique du sarclage. Celle-ci élimine non seulement le couvert végétal herbacé autour des pieds de maïs, mais également perturbe fortement la structure du sol, ce qui limite l'infiltration et favorise le ruissellement. Par ailleurs, l'existence de fortes pentes (environ 50%) et la petite taille du bassin versant (inférieure à 2,0 km²) diminue la possibilité de stocker des sédiments en amont de l'exutoire. En revanche, le bassin versant de Longueira, avec 69 % de sa surface couverte par la forêt et seulement 17 % soumise à l'agriculture pluviale, présente une plus faible sensibilité à l'érosion mécanique.

Pour ce qui concerne le bassin versant de Godim, sa localisation en zone semi-aride à aride, lui permet de présenter des taux d'érosion minimales en raison de la faiblesse des précipitations et aussi des lames d'eau écoulées. Certaines années, comme 2005 et 2007, l'écoulement est inexistant à l'exutoire, provoquant des taux d'érosion nuls à l'échelle du bassin versant. Seules les précipitations supérieures ou égales à 48 mm peuvent occasionner des écoulements suffisamment forts capables d'atteindre l'exutoire du bassin versant. Ce fait a été déjà observé par Smolikowski et al (2001). Le faible taux d'érosion sur le bassin de Godim durant les saisons humides 2006, 2008 et 2009 peut être dû à la combinaison de deux facteurs de taille, notamment à la bonne perméabilité des sols et l'aménagement des versants avec des haies vives de *Leucaena leucocephala* et d'*Aloe vera* introduites durant les années 90 – 2000. Ces deux espèces sont installées le long de plusieurs versants agricoles selon les courbes de niveau. Le *Leucaena leucocephala* au-delà de bien recouvrir le sol du fait du développement harmonieux de sa biomasse, participe également à la reconstitution de la fertilité du sol par le biais de ses feuilles et débris des branches et aussi par la mobilisation de l'azote atmosphérique au profit du sol. En ce qui concerne l'*Aloe vera*, son efficacité contre la dégradation des terres se note par la forte densité de son développement qui crée une barrière homogène qui inhibe fortement l'écoulement au niveau des versants au profit de l'infiltration.

5.3.2 ÉROSION CHIMIQUE

5.3.2.1 Bilan d'érosion

Nous avons étudié l'érosion chimique uniquement sur le bassin versant de Longueira au cours de 3 saisons humides : 2005, 2006 et 2007. Les résultats obtenus indiquent que le taux d'érosion chimique moyen s'élève à $45 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ avec une forte variabilité temporelle. En effet, la saison humide 2005 présente l'exportation chimique la plus faible avec un taux estimé à $5 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, en revanche, la saison humide 2006 qui est la plus arrosée, présente le taux d'érosion le plus important avec $84 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ alors que la saison 2007, certes moins pluvieuse que 2006 mais plus arrosée que 2005, présente un taux d'érosion chimique intermédiaire avec $48 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$.

Nous avons également remarqué que l'érosion chimique présente une forte hétérogénéité entre les hautes eaux (crues) et les basses eaux (étiages). En effet, le volume d'eau de crue est nettement plus important que celui des eaux d'étiage. Cependant, les eaux d'étiage contribuent à plus de 90 % à l'érosion chimique totale, soit une érosion chimique spécifique de $41 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ contre $4 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour les eaux de crue. Cette exportation massive d'éléments en solution dans les eaux d'étiage est due au fait que le temps de contact entre ces eaux et la matrice basaltique, est beaucoup plus prononcé que celui des eaux de surface, augmentant la mise en solution des matériaux.

5.3.3 DÉCOMPOSITION DES HYDROGRAMMES DE CRUE

Les données hydrochimiques acquises pour la saison humide 2006 associées au modèle de mélange EMMA (End-members Mixing Analysis), nous ont permis de réaliser un découpage des hydrogrammes de crue pour déterminer la contribution des différents écoulements au débit à l'exutoire du bassin versant de Longueira. Ceci a été fait avec trois séries de traceurs : la première série est la combinaison entre la somme des cations en meq.l^{-1} et le ratio Mg/Na en eq.eq^{-1} , la deuxième série de traceurs est composée, de la silice en meq.l^{-1} et le ratio Cl/Cl+ Mg en eq.eq^{-1} et la dernière série comprend la somme des cations en meq.l^{-1} et le ratio Cl/Cl+Mg en eq.eq^{-1} . Les 3 séries de traceurs ont été intégrées au modèle EMMA pour les 5 crues de la saison humide de 2006.

Les résultats des deux premières séries ont montré que c'est le réservoir superficiel qui alimente principalement le débit des crues puis vient en seconde position le réservoir hypodermique et enfin le réservoir profond. Cependant, la contribution de chaque réservoir est un peu différente entre les deux séries de traceurs. Pour la première série, le réservoir superficiel contribue pour : 33, 49, 54, 56 et 56% respectivement pour les crues 5 crues de la saison 2006. La deuxième série de traceurs donne pour le réservoir superficiel les valeurs suivantes : 63, 51, 68, 42 et 54 %. La 3^{ème} série de traceurs donne des résultats différents des 2 autres, en privilégiant le réservoir hypodermique comme principale source alimentant le débit des crues.

Les résultats des modélisations EMMA sont donc relativement hétérogènes. On peut cependant privilégier certaines séries de traceurs en considérant les éléments suivants :

- i) un bassin très montagneux, avec une dénivelée d'environ 800 m et une pente moyenne très forte ;

ii) la réponse très rapide des crues enregistrées avec des charges de matières en suspension élevées ;

iii) la descente rapide des crues, montrant une relation forte à l'évènement pluvieux.

Tous ces faits, nous amènent à préférer les résultats des deux premières séries de traceurs voire de la seconde série (Silice et Cl/Cl+Mg). En effet ceux de cette dernière semblent plus cohérents. En effet, les écoulements superficiels y sont systématiquement dominants. En outre, ils donnent des valeurs similaires pour les deux crues exceptionnelles (1/8 et 3/9) avec une contribution de l'écoulement superficiel de 63 à 68 % respectivement. Enfin, la relation entre l'exportation annuelle des matières en suspension et la proportion du ruissellement superficiel (Figure 56) est très proche de celle obtenue entre le taux d'exportation des matières en suspension et la lame d'eau ruisselée (Figure 45). Pour terminer, les résultats de la seconde série (Silice et Cl/Cl+Mg) sont cohérents avec ceux obtenus par d'autres auteurs dans de petits bassins versants (Travi et al., 1994 ; Ribolzi et al , 1997 ; Cras, 2005).

Bien que, la courbe de tarage que nous avons utilisé dans le cadre de cette étude a permis de calculer les débits. Il s'avère important de la calibrer puisqu'elle ne prend pas en compte les hauteurs d'eau qui dépassent les 80 cm. Ceci pourrait surestimer les débits obtenus particulièrement lors des deux crues exceptionnelles du 1/8 et 3/9 de la saison humide 2006.

5.4 APPORTS DES RÉSULTATS DE CETTE ÉTUDE

Les résultats de cette étude sur la quantification et le bilan de l'exportation des matières en suspension ont été déterminants dans le choix de nos trois bassins versants comme zone pilote d'intervention du projet DESIRE (Global Approach for Local Solutions against Desertification) au Cap Vert. Ce projet financé par l'Union Européenne à hauteur de 9.10^6 Euros englobe les 5 continents. DESIRE regroupe un ensemble de 28 pays affectés par la désertification. Il renferme 18 zones d'étude (study sites) et de recherche sur la désertification pour une durée de 5 ans (2007-2012).

Ainsi, dans le cadre de notre zone d'étude (Bassin versant de Ribeira Seca), plusieurs bassins versants ont été équipés d'instruments de mesure (pluviomètres, limnigraphes). En complément, il a fallu mobiliser et impliquer la population locale, les associations à base communautaire, le Pouvoir Local (Mairies) et les Délégations du Ministère de

l'Environnement, lors du premier Atelier du projet (Tavares & Reis, 2008). Cela a permis, quelques mois après lors du deuxième Atelier du projet (Tavares & Baptista, 2009), de définir de façon concertée avec l'ensemble de nos partenaires du premier Atelier, les futures actions à mener sur le terrain en vue de mitiger les effets néfastes de l'érosion hydrique des sols.

5.5 PERSPECTIVES

La première phase de cette étude a été pleinement menée et l'approche qui a été adoptée, bien qu'assez lourde, s'avère efficace pour quantifier correctement les exportations de matières des bassins versants et la contribution des divers réservoirs aux écoulements à l'exutoire. Cette approche pourrait être également utilisée dans les autres îles de l'archipel comme par exemple Santo Antão, São Nicolau et Brava affectées par l'érosion hydrique.

Par ailleurs, nous comptons poursuivre les recherches en rendant l'approche plus perfectionnée avec une meilleure connaissance des sols des bassins versants notamment leur stabilité structurale et leur teneur en humidité du moins tout au long de la saison sèche. Ceci, a été déjà initié dans le cadre du projet DESIRE avec la détermination de plusieurs paramètres du sol comme la teneur en matière organique, la texture, le pH, la conductivité hydraulique. Au-delà de ces aspects, nous comptons mettre en place d'autres équipements de mesure de la hauteur d'eau d'écoulement au niveau des exutoires, du cumul des pluies et de leur intensité.

Les données et informations recueillies dans le cadre de cette étude vont nous permettre de mettre sur pied une banque de données sur le suivi et l'évaluation de l'érosion hydrique pour servir de support à la sensibilisation des effets néfastes de l'érosion, aux utilisateurs des terres, chercheurs, aménagistes et preneurs de décisions.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Achit, M., 2002. Approche statistique d'évaluation du transport solide dans le bassin versant de l'oued Mina (Nord-Ouest algérien). Watmed, Tunisia. 10-13 Oct., vol 2, 894-899.

Achit, M., Ouillon, S., 2007. Suspended sediment transport in a semiarid watershed, Wadi Abd, Algeria (1973–1995). *Journal of Hydrology* (2007) 343, 187– 202

Ahmed, Y.J. & Kassas M., 1987. Desertification: Financial Support for the Biosphere. Hodder and Stoughton, London, UK. –pp.

Albergel, J., Nasri, N., Boufaroua, M. & Pépin, Y., 2001. Bilan de l'érosion sur les petits bassins versants des lacs collinaires de la dorsale tunisienne. Documents Techniques en hydrologie 51, pp. 63-70.

Albergel, J., Pepin, Y., Boufaroua, M., Nasri, S., 2001. Erosion et transport solide dans des petits bassins versants méditerranéens. *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions* (Proceedings of an international symposium held at Montpellier, April 2003). IAHS Publ. no. 278, 2003, pp. 373-379

Albergel, J., Nasri, N., Boufaroua, M. & Pépin, Y., 2003. Erosion et transport solide dans des petits bassins versants méditerranéens. *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions* (Proceedings of an international symposium held at Montpellier, April 2003). IAHS Publ. no. 278, 2003, pp.273-379

Amaral, I., 1964. Santiago de Cabo Verde – A Terra e os Homens. Mem. Junta Invest. Ultram. 2.^a sér. N. ° 48, pp. 444.

Ambroise, B., 1998. Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : Processus et facteurs. *Revue des Sciences de l'Eau*, 11 : 471-785.

Amiotte-Suchet, P. et Probst J.L., 1996. Origine du carbone inorganique dissous dans les eaux de la Garonne. Variations saisonnières. *Sci. Géol. Bull.* 49. 1-4,p. 101-126, Strasbourg.

Al-Kaisi, M.M., Hanna, M., Licht, M., 2009. Soil erosion & Water Quality. *Resources Conservation Practices*. Agronomy 8-1, p 4.

Alexandrov, Y., Laronne, J. B., 2003. Suspended sediment transport in flash floods of the semiarid northern Negev, Israel. *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions* (Proceedings of an international symposium held at Montpellier. April 2003). IAHS Publ. no. 278, 2003.

Andrade, E.S., 1996. As ilhas de Cabo Verde da “descoberta” à independência nacional (1460-1975). Ed. HARMATTAN, pp. 319.

Appelo, C. A. J. and Postman D., 1994. Geochemistry, groundwater and pollution. A.A. Balkema, Rotterdam, 535 pp.

Arnborg, L., Walker, H. J. and Peippo, J., 1967. Suspended load in the Colville river, Alaska 1962 in: Sediment concentration versus water discharge during hydrologic events.

Asselman, N.E.M., Middlekoop, H., 1998. Temporal variability of contemporary floodplain sedimentation in the Rhine–Meuse delta, The Netherlands. *Earth Surface Processes and Landforms* 23,595–609.

Augeard, B., 2006. Mécanismes de genèse du ruissellement sur sol agricole drainé sensible à la battance. Etudes expérimentales et modélisation. Thèse de Doc. Spécialisté Sol, p. 203.

Auzet, A.V., 1987. *L'érosion des sols par l'eau dans les régions de grande culture. Aspects agronomiques.* Ministère de l'Environnement, Ministère de l'Agriculture, CEREG-URA 95, CNRS, 60 p.

Baca, P., 2001. Analýza a modelovanie povrchového odtoku a erózneho procesu na malom povodí. *Acta Hydrologica Slovaca*, Roč.2, 1, 93-97.

Baca, P., 2002. Temporal variability of suspended sediment availability during rainfall-runoff events in a small agricultural basin. ERB and Northern European FRIEND Project 5 Conference, Demänovská dolina, Slovakia.

Bamorya, K., Lucb, S., Lancinéa, G.D., Guillaumb, F., Kouadioa, K., 2008. Processus hydrogéochimiques et séparation d'hydrogrammes de crue sur un bassin versant milieu soudano-tropical de socle au Bénin (Donga, haute vallée de l'Ouémé). *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, vol. 21, n° 3, 2008, p. 363-372.

Banco Mundial, 1999. Pobreza em Cabo Verde, uma avaliação sumária e uma estratégia para a sua redução.

Bariac, Th., Millet, A., Grimaldi, C., Grimaldi, M., Hubert, P., Molicova, H., Bruckler, L., Bertuzzi, P., Brunet, Y., Boulegue, J., Granier, A., Tournebize, R., 1995. La décomposition géochimique des hydrogrammes de crue : Le role du sol (Les bassins versants de la Piste Saint-Elie, Guyane). Comité National français de Géodésie et de Géophysique, Rapport Quadriennal 1991-1994, pp 271-282.

Barthès, B., De Noni, G., Roose, E., Asseline, J., Albrecht, A. et Viennot, M., 1998. Influences du travail du sol et des apports sur le ruissellement et l'érosion : le cas des Rougiers de Camarès dans le Sud Aveyron. *ORSTOM actualités, spéciale érosion*, 56 :31p.

Barry, O., Smolikowski, B., Roose, E., 1995. Bilan de la lutte antiérosive dans les zones d'agriculture pluviale au Cap-Vert. Un projet innovant, le PRODAP. *Agric. Dév.* 5, 57–68.

Battala, R., et Sala, M., 1992. Temporal variability of sediment suspended in a mediterranean river. International conference Camberra, Australia, IAHS Publication 224, 229-305.

Batalla, R.J., Sala, M., 1994. Temporal variability of suspended sediment transport in a Mediterranean sandy gravel-bed river, Variability in Stream Erosion and Sediment Transport. IAHS Publ. 244. IAHS, Canberra, pp. 299-305.

Blavoux, B., 1978. Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée. Thèse d'Etat, Univ. P. et M. Curie, paris, 333 p.

Bravo de Laguna, J., 1985. Plateaux insulaires et Zones Economiques Exclusives de la République du Cap Vert, Rapport technique n°6, PNUD / FAO – Projet CVI/82/2003, Praia, Cap Vert. 23 p.

Bebiano, J.B., 1932. A Geologia do arquipélago de Cabo Verde. Separata das Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, t. XVIII.

Benedetti, M.F., Menard, O., Noack, Y., Carvalho, A., Nahon, D., 1994. Water rock interactions in tropical catchments: field rates of weathering and biomass impact. Chem. Geol. 118, 203– 220.

Benkhaleb, A., Rimini, B., 2003. Analyse de la relation de Puissance : débit solide-débit liquide à l'échelle du bassin versant de l'oued Wahrân (Algérie). Rev. Sci Eau 16/3 (2003) 333-356.

Benkhaleb, A., Rimini, B., 2003. Variabilité temporelle de la concentration en sédiments et phénomène d'hystérésis dans le bassin de l'Oued Wahrane (Algérie). Hydrological Sciences-Journal-des Sciences hydrologiques, 48 (2) avril 2003. 243-255.

Bertrand, R., 1993. Étude des sols dans les paysages du haut bassin versant de Ribeira Seca. CIRAD-CA – 45 p.

Bertrand, R., 1994. Originalités des relations géomorphologiques, sols, économie de l'eau dans l'île de Santiago (Cap Vert) – Conséquences pour les projets de boisement. CIRAD –CA – 4 p.

Benkhadra, H., 1997. Battance, ruissellement et érosion diffuse sur les sols limoneux cultivés-Déterminisme et transfert d'échelle de la parcelle au petit bassin versant. Thèse de Doctorat de l'Université d'Orléans (France).

Beschta, R.L., 1987. Conceptual models of sediment transport in streams. In Sediment Transport in Gravel-Bed Rivers, Thorne CR, Bathurst JC, Hey RD (eds). Wiley : 387–419

Bluth, G.J.S., Kump, L.R., 1994. Lithologic and climatic controls of river chemistry. Geochim. Cosmochim. Acta 58, 2341– 2359.

Boardman, J., Foster, I.D.L. & Dearing, J.A., 1990. Soil erosion on agricultural land, J. Wiley & Sons, Chichester, 687 p.

Boeglin, J.L., Mortatti J. et Tardy Y., 1997. Erosion chimique et mécanique sur le bassin amont du Niger (Guinée, Mali). Bilan géochimique de l'altération en milieu tropical. C.R. Acad. Sci., Paris, 325 (2a), 185-191.

Boeglin, J.L., Roquin C, Mortatti J. et Tardy Y., 1998. Erosion chimique et mécanique sur les bassins du Niger et de l'Amazonie. Evolution climatique et paléo climatique des paysages tropicaux. C.R. Acad. Sci., Paris, 326 (2a), 625-632.

Boli, B.Z., Roose E., Bep A Ziem B., Sanon K., Waechter I., 1993. Effets des techniques culturales sur le ruissellement, l'érosion et la production de coton et maïs sur un sol ferrugineux tropical sableux. Recherche de systèmes de culture intensifs et durables en région soudanienne du Nord-Cameroun (Mbissiri, 1991 - 1992). Cahiers ORSTOM, série Pédologie 28(2) : 309-325.

Boiffin, J., 1984. *La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies*. Thèse de docteur-Ingénieur. de l'INA-PG, 320 p. + annexes.

Boix-Fayos, C., Martínez-Mena, M., Arnau-Rosalén, E., Calvo-Cases, A., Castillo, V., Albaladejo, J. 2006. Measuring soil erosion by field plots: Understanding the sources of variation. Earth-Science Reviews 78 (2006) 267–285

Bouanani, A., 2005. Hydrologie, transport solide et modelisation. Étude de quelques sous bassins de la tafna (nw – algérie). Thèse de Doctorat d'État- Université Abou Bekr Belkaid Tlemcen, 250pp.

Bourke, M. C., 2002. Suspended sediment concentrations and the geomorphic effect of sub-bankfull flow in a central Australian stream. *The Structure, Function and Management Implications of Fluvial Sedimentary Systems* (Proceedings of an international symposium held at Alice Springs, Australia, September 2002). IAHS Publ. no. 276, pp. 315-324.

Bourouba, M., 1997. Les variations de la turbidité et leurs relations avec les précipitations et les débits des oueds semi-arides de l'Algérie orientale. Bull. ORSTOM, 17, 345-360.

Bourouba, M., 1998. Phénomène de transport solide dans les Hauts Plateaux Orientaux Cas de l'Oued Logmane et de l'Oued Leham dans le bassin de la Hodna. Revue des Sciences et Technologie 9, 5–11.

Bottomley, D.J., Craig D, Johnston, L.M., 1984. Neutralization of acid runoff by groundwater discharge to streams in Canadian Precambrian Shield Watersheds. *J. Hydroi*, 75:1-26.

Bull, L. J., and Kirkby, M. J., Gully processes and modelling. *Prog. Phys. Geogr.*, 21_3_, 1997, 354–374.

Cabo Verde, 1996. Documento de Posição Nacional para a Cimeira Mundial sobre a Alimentação, versão 1.

Canton, Y., Sole'-Benet, A., Queralt, I., Pini, R., 2001. Weathering of a gypsum-calcareous mudstone under semi-arid environment at Tabernas, SE Spain: laboratory and field-based experimental approaches. *Catena* 44 (2001).111–132.

Cap Vert, 1992. Rapport pour la Conférence des Nations Unies sur l'Environnement et le Développement au Rio de Janeiro - Brésil.

Cape Verde, 2007. National Adaptation Programme of Climate Change, 40 p.

Carey, B., 2006. Gully erosion. Natural Resources and Water Managing Queensland's natural resources...for today and tomorrow. The State of Queensland (Department of Natural Resources and Water) 2006, p 6.

Carreira, A., 1984. Cabo Verde Aspectos sociais. Secas e fomes do século XX, Bibl. Ulmeiro nº9, 2ª éd., Lisbonne, pp.207.

CEAEQ, 2008. Guide d'échantillonnage à des fins d'analyse environnementales Méthodes de mesure du débit en conduit ouvert. Centre d'Expertise en Analyse Environnementale du Québec (CEAEQ), 250 pp.

Chaponnière, A., 2005. Fonctionnement hydrologique d'un bassin versant montagneux semi-aride. Cas du bassin versant du Rehraya (Haut Atlas marocain). Thèse de Doc. 268 p.

Chevalier, A., 1935. Les îles du Cap Vert. Flore de l'Archipel. Extrait de la Rev. Bot. Appl., tomo XV, pp. 733-1090. Paris. pp.358.

Chibbani, R., Djilli, K., Roose, E., 1999. Étude à différentes échelles des risques d'érosion dans le bassin versant de l'Isser. *Bull. ORSTOM*, Rés. Eros., 19, 85-95.

Chikita, K.H., Kemnitz, R., Kumai, R., 2002. Characteristics of sediment discharge in the subarctic Yukon River, Alaska. *Catena*, 48: 235-253.

CILSS/FAO, 1997. Rapport de mission conjointe sur l'évaluation préliminaire des récoltes de la campagne agricole au Cap Vert.

Clapp, E.M., Bierman, P.R., Schick, A.P., Lekach, J., Enzel, Y., Caffee, M., 2000. Differing rates of sediment production and sediment yield. *Geology* 28 (11), 995–998.

Christophersen, N., Neal C., Hooper R.P., Vogt R.D. and Andersen S., 1990. Modelling stream water chemistry as a mixture of soil water end-members- a step toward second – generation acidification models. *Journal hydrology*, 116: 307-320.

CMP, 1971. Mapa topografica da ilha de Santiago-Folhas nº 54 e 55. Carta militar.

Coelho, C.A.O., Laouina, A., Ferreira, A. J.D., Regaya, K., Chaker, M., Nafaa, R., Naciri, R., Boulet, A., Carvalho, T.M.N., 1999. The dynamics of land use changes in Moroccan and Tunisian sub-humid and semi arid regions and overland flow generation. P 169-177.

Colombani, J., Olivry, J. C., Kallel, R., 1984. Phénomènes exceptionnels d'érosion et de transport solide en Afrique aride et semi-aride. *Challenges in African Hydrology and Water Resources* (Proceedings of the Harare Symposium, July 1984). IAHS Publ. no. 144, pp 295-300.

CNAG/INGRH, 1992. Schéma Directeur pour la mise en valeur des ressources hydriques (1992-2005) - Programme des Nations Unies pour le Développement / Département pour le développement économique et social / CNAG – Instituto Nacional de Gestão dos Recursos Hídricos.

Cornet, A., 2002. La désertification à la croisée de l'environnement et du développement. Un problème qui nous concerne. pp.32.

Coutagne, A., 1954. Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère, le déficit d'écoulement effectif et le déficit d'écoulement maximum. La Houille blanche. p 360 - 369 ., 5 fig.

Cunha, F.R., 1960. A variabilidade da precipitação na ilha de Santiago (Cabo Verde) – Garcia de Horta, vol. 8, n°4, pp. 941-945.

Cras, A., 2005. Etude et modélisation de la dynamique de fonctionnement hydrologique des bassins versants torrentiels marneux. Apport du traçage naturel. Thèse de Doc. 161p.

Crouzet, E., Hubert, P., Olive, Ph., Siwertz, E., Marcé, A., 1970. Le tritium dans les mesures d'hydrologie de surface. Détermination expérimentale du coefficient de ruissellement. J. Hydrol., 11, 297-229.

Daoudi, M., Salmon, M., Dewitte, O., Gérard, P., Abdellaoui, A., Ozer, A., 2009. Prédiction de l'érosion ravinante en Algérie : vers une nouvelle approche probabiliste à l'aide de données multisources. JAS 09 de l'AUF. p 7.

DeBoer, D.H., Campbell, I.A., 1989. Spatial scale dependence of sediment dynamics in a semi-arid badland drainage basin. Catena, 16: 277-290.

De Ploey, J., 1990. La conservation des sols. supp. agronomie, *la recherche*, 227 : 38-41.

De Ploey, J., 1991. Soil erosion, soil degradation and climatic change. in *land use changes in europe*, 275-292. The geojournal library. Kluwer acad. publ. netherland, 528 p.

DGA/MAAP, 2002. Deuxième rapport national sur l'état de la biodiversité au Cap Vert. Projet CVI/00/G41/A/1G/99.117 p.

DGA/MAAP, 2002. Deuxième rapport national sur l'état de la biodiversité au Cap Vert. Projet CVI/00/G41/A/1G/99.117 p.

DGA, 2004. Livro Branco sobre o Estado do Ambiente em Cabo Verde. Direcção Geral do Ambiente – Ministério da Agricultura Alimentação e Pescas, pp 229.

DGASP, 1997. Recenseamento pecuário, República de Cabo Verde. Direcção Geral da Agricultura, Silvicultura e Pecuária. Volume V.

DGASP, 1997. Recenseamento da Pecuária, volume V- Direcção Geral da Agricultura Silvicultura e Pecuária. Ministério da Agricultura e Alimentação e das Pescas.

De Faria, X., 1970. Os solos da ilha de Santiago - Cabo Verde. Junta de Investigação do Ultramar – Lisboa, pp.157.

Degoutte, G., XX. Transport solide en hydraulique fluvial, chapitre 2. pp 33-54.

De Noni, G., Viennot, Asseline J., Trujillo G., 1997. L'homme, la montagne et l'érosion des sols dans les Andes d'équateur. ORSTOM, Paris, 340 p.

Demmark, A., Ouair, M., Guedjtal, A., 1991. Quantification de l'érosion à l'exutoire de micro bassins en zone semi-aride. Ed. AUPELF-UREF, p. 179-188.

De Noni, G., Viennot M., 1993. Étude des facteurs de l'érosion hydrique sur des versants volcaniques cultivés : Une réponse à une demande de développement, p. 27-36.

Derpsch, R., Roth, C.H., Sidiras, N. & Köpke, U., 1991: Controle da erosão no Paraná, Brasil: sistemas de cobertura do solo, plantio direto e preparo conservacionista do solo. Sonderpublikation der GTZ, No. 245 Deutsche Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit (GTZ) GmbH, Eschborn, TZ-Verlagsgesellschaft mbH, Rossdorf, 272 pp.

DESIRE, 2008. Describing land degradation indicators. Manual of WB2. Compiled by Agricultural University of Athens. Global Approach for local solutions. pp, 41.

Dessert, C., Dupré, B., François, L.M., Schott, J., Gaillardet, J., Chakrapani, G.J., Bajpai, S., 2001. Erosion of Deccan Traps determined by river geochemistry: impact on the global climate and the $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ ratio of seawater. Earth Planet. Sci. Lett. 188, 459– 474.

Dessert, C., Dupré, B., Gaillardet, J., François, L.M., Gaillardet, J., 2003. Basalt weathering laws and the impact of basalt weathering on the global carbon cycle. Chemical Geology 202 (2003) 257–273

De Vente, J., Poesen, J., Verstraeten, G., 2005. The application of semi-quantitative methods and reservoir sedimentation rates for the prediction of basin sediment yield in Spain. J. of Hyd. 305, 63–86.

DiCenzo, P.D., Luk, S.-h., 1997. Gully erosion and sediment transport in a small subtropical catchment. Catena, 29: 161-176.

Dinehart, R. L., 1992. Sediment data for streams near Mount St. Helens, water years 1984–1987. *US Geol. Survey Open File Report* 91–219, vol. 3.

Dincer, T., Payne, B.R., Florkowski, T., Martinec, J., Tongiorgi, E., 1970. Snowmelt runoff from measurements of tritium and oxygen 18. *Wat. Resour. Res.*, 6 (2), 110-124.

Dinis, A., C. et Matos G., C., 1986. Carta de Zonagem Agro-Ecológica e da Vegetação de Cabo Verde. I-Ilha de Santiago. *Garcia de Orta, Sér. Bot.*, Lisboa, 8 (1-2), 39-82.

Doty, C. W., Carter, C. E., 1965 Rates and particle-size distribution of soil erosion from unit source areas. *Trans. Am. Soc. Agric. Engrs.*, 8: 309-311.

Dregne, H.E. & Chou N-T., 1993. Global desertification dimensions. In *Degradation and Restoration of Arid Lands* (Dregne H.E. ed.). International Center for Arid and Semiarid Studies, Texas Tech University, Lubbock, Texas, USA. pp.249-282.

Drever, J.I., 1982. *The Geochemistry of natural waters*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.

Drever, J.I., 1988. *The Geochemistry of natural waters*, 2nd Ed., Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.

Drever, J.I. et Clow D. W., 1995. Weathering rates in catchments. In : White, A.F., Brantley S.L. (Eds). *Chemical weathering rates of silicate minerals*. Mineral. Soc. Am., Washington DC, pp. 463-483.

Drever, J.I., 1997. *The Geochemistry of natural waters*, 3rd Ed., Prentice Hall Inc., Upper Saddle River, Englewood Cliffs, NJ.

Duarte, M. C., 1998. A vegetação de Cabo Verde: apontamento histórico, composição florística e interpretação ecológica das comunidades. Instituto Superior de Agronomia. Lisboa, 1998.

Duchaufour, P., 1997. *Abrégé de pédologie. Sol, Végétation, Environnement*. Masson, 5^e édition, p. 291.

Elahcene, O., Remini, B., 2009. Corrélation Entre la Concentration en Matières en Suspension et le Débit Liquide Dans le Bassin Versant de l'Oued Bellah (Algérie). *European Journal of Scientific Research* ISSN 1450-216X Vol.26 No.1 (2009), pp.139-146

El-Swaify, S. A., Dangler, E. W., Armstrong C. L., 1982. *Soil Erosion by Water in the Tropics*. 630 US ISSN 0271-9916. Research Extension Series 024, p. 184.

FAO, PNUD, UNESCO, 1980. *Méthode provisoire pour l'évaluation des la dégradation des sols*. FAO, 88 pp.

Faria, X., 1970. Os solos da ilha de Santiago. Junta de investigações do ultramar. Estudos, ensaios e documentos-124. Lisboa. 157p.

Feodorroff, A. 1965. Mécanismes de l'érosion par la pluie. Revue de géographie physique et de géologie dynamique (2) VII, 2, 149-163, Paris.

Fernandpoullé, D., 1975. Hydrogéologie des îles du Cap Vert. pp. X.

Ferreira, A. J.D, Tavares J., Baptista, I., Coelho, C.O.A., Reis, A., Varela, L., Bentub, J., 2010. Efficiency of overland and erosion mitigation techniques at Ribeira Seca, Santiago Island, Cape Verde. in Surface Runoff and Overland Flow. Hydrological Science and Engineering Book Séries, Nova Science Publishers, New York, 2010. (in Press).

Ferreira, D. B., 1986. Etude sur la sécheresse dans l'île de Santiago (Cap Vert). Linha de Acção de Geografia Física. Relatório nº 23. Centro de Estudos Geográficos. INIC – Lisboa, p. 112.

Feth, J.H., Roberson C.E. et Polzer W.L., 1964. Source of mineral constituents in water from granitic rocks, Sierra Nevada, California and Nevada. US Geol. Surv. Water Supply Paper, 1535 (1), 1-70.

Flizikowski, L., C., Pelegrino, E., C., F., Maia, A.,G.,. 2008. Análise comparativa entre equações de tempo de concentração na bacia hidrográfica do Arroio dos Pereiras.VI Semana de Estudos de Engenharia Ambiental, Campus IRATI, 6p.

Fournier, F., 1960. Climat et Erosion. Presses Universitaires de France, Paris, France.

Fournier, F., 1969. L'érosion hydrique et le climat. Bulletin Technique d'Information. Météorologie et Agriculture nº 237, pp.111-115.

Fritz, M., Cherry, J.A., Weyer, K.V., Sklash, M.G., 1976. Runoff analyses using environmental isotope and major ions. In : *Interprétation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology*. I.A.E.A., Vienna, p. 111-130.

Gac, J.Y., 1980. Géochimie du bassin du Lac Tchad. Bilan de l'altération de l'érosion et de la sédimentation. Coll. ORSTOM TRAV. Et Doc., nº 123, 1980. 250 p.

Gaillardet, J., Dupré, B., Allègre, C.J., 1995. A global geochemical mass budget applied to the Congo Basin Rivers: erosion rates and continental crust composition. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 3469–3485.

Gaillardet, J., Dupré, B., Allègre, C.J., Négrel, P., 1997. Chemical and physical denudation in the Amazon River Basin. Submitted to *Chem. Geol.*

Garrels, R.M. et Christ C., 1965. Mineral solutions and Equilibria. Harper and Row New York.

Garrels, R.M., 1967. Genesis of some groundwaters from igneous rocks. In: Abelson P.H. (Ed.), *Researches in geochemistry*, Vol. 2 Wiley, New York, pp. 405-420.

Garrels, R.M. et Mackenzie F.T., 1967. Origin of the chemical compositions of some springs and lakes. *Equilibrium concepts in natural water systems*. Am. Chem. Soc. Adv. Chem., 67, 222-242.

Garrels, R.M. et Mackenzie F.T., 1971. *Evolution of sedimentary rocks*. Norton W. and Co, NY.

Gartet, A., Gartet, J., García, C.C., 2005. Dégénération spécifique et transports solides dans le Bassin de l'Oued Lebène (Prérif Central, Maroc septentrional). *Papeles de Geografia*. Universidade de Murcia. ISSN: 0213-1781, pp. 85-100.

Gellis, A., 2003. Sediment budgets for two semi-arid watersheds, Rio Puerco basin, New Mexico. Poster presented at XVI INQUA Congress, Reno, USA, 2003.

Ghachi, A., 1986. Hydrologie et utilisation de la ressource en eau en Algérie : Bassin de la Seybousse. Thèse Doctorat 3^e cycle. Ed. Office des Publications Universitaires (OPU), Alger, p. 508.

Ghenim, A., Seddini, A., Terfous, A., 2007. Production et exportation des sédiments en suspension lors des événements de crue. *Cas du bassin versant de l'oued mouilah. Larhyss Journal*, ISSN 1112-3680, n° 06, Décembre 2007, pp. 35-44

Ghenim, A., Terfous, A., Seddini, A., 2007. Etude du transport solide en suspension dans les régions semi-arides méditerranéennes : cas du bassin versant de l'Oued Sebdo (Nord-Ouest algérien). Ed. Sécheresse 2007; 18 (1): 39-44.

Green, W.H. and Ampt, G.A., 1911. *Studies on soil physics*: 1. J. Agr. Sci., 4: 1-24.

Grunberger, O., 1989. Etude géochimique et isotopique de l'infiltration sous climat tropical contrasté, Massif du Piton des Neiges, île de la Réunion. Thèse Univ. Paris-Sud.

Gurnell, AM., 1987. Suspended sediment. In *Glacio-Fluvial Sediment Transfert*, Gurnell AM, Clark MJ (eds). Wiley: Chichester; 305–354.

Hamid, S., Dray, M., Ferhia, A., 1986. Traçage isotopique des composantes de l'écoulement de crue. Exemple du Bassin- versant expérimental du Redon (Haute-Savoie). Dans ; *Crues et inondations*, Journées d'Hydrologie de Strasbourg, 16-18 octobre 1986, p. 131-141.

Haverkamp, R., Ross, P.J., Smettem, K.R.J. and Parlange, J.Y., 1994. 3-Dimensional Analysis of Infiltration from the Disc Infiltrometer .2. Physically-Based Infiltration Equation. *Water Resour. Res.*, 30(11): 2931-2935.

Heidl, S.G., 1956. The progressive lag of sediment concentration with flood waves. In: Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers (ed. by G.P., Williams, 1989). J. Hydrol., 111: 89-106.

Hejduk, A., Banasik, K., 2010. Suspended sediment concentration and yield in snowmelt flood events in a small lowland river. Annals of Warsaw University of Life Sciences – SGGW Land Reclamation No 42 (1), 2010: 61–68 (Ann. Warsaw Univ. of Life Sci. – SGGW, Land Reclam. 42 (1)), pp 61

Herrmann, A., Stichler, W., 1980. Grounwater runoff relationships. Catena, 7, 251-263.

Herweg, K. 1996. *Field manual for assessment of current erosion damage*. Soil conservation. Research Programme (Ethiopia) and Centre for Development and Environment, University of Berne (Switzerland) (ed.), 1996. 69 p.

Heusch, B & Milliès-Lacroix, A., 1970. Une méthode pour estimer l'écoulement et l'érosion dans un bassin. Application au Magrheb. Mines et Géologie (Rabat) 33, p. 21-39.

Hillel, D., 1980. Fundamentals of soil physics. Academic Press, New-York, 413 pp.

Horton, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans. Am. Geophys. Union, 14: 446-460.

Hodkins, R., 1999. Controls on suspended-sediment transfer at a high-arctic glacier, determined from statistical modelling. Earth Surface Processes and Landforms, 24: 1-21.

Hooper, R. P., Christophersen N. and Peeters N. E., 1990. Modelling streamwater chemistry as a mixture of soil water end-members. An application to the panola Mountain catchment, Geogia, U.S.A. Journal hydrology, 116: 321-343.

INE, 2000. Censos 2000. Instituto Nacional de Estatística. Praia. Cabo Verde.

INGRH, 1993. Schema Directeur pour la mise en valeur des ressources en eau (1993 - 2005). Instituto Nacional de Gestão dos Recursos Hídricos. Programme des Nations Unies pour le Développement ONU/Departement pour le Developpement economique et social/C.N.A.G. Praia, 1993.

INGRH, 2000. Visão Nacional sobre a Água, a Vida e o Ambiente para o Horizonte 2025 – Concelho Nacional da Água - Instituo Nacional de Gestão de Recursos Hidricos–Cap Vert.53 p.

INIDA-CIRAD-IICT, 1994. Atlas des ressources naturelles de l'île de Santiago. Projet PVD-CEE, INIDA/CIRAD-CA. 81 p.

INIDA-CIRAD, 1996. Prise en compte dès facteurs morphométriques pour une meilleure valorisation agricole des ressources naturelles au Cap Vert. Contrat B 7-5040791-04/VIII/ENV. Environnement et ressources naturelles. 31p.

INIDA, 1997. Utilisation de techniques biologiques (Haies vives, paillage léger) dans la lutte contre l'érosion en zone semi aride de montagne au Cap Vert, pp. 30.

Jansson, M. B., 2002. Determining sediment source areas in a tropical river basin, Costa Rica. *Catena* 47, pp. 63 – 84.

Jeje, L.K., Ogunkoya, O.O., Oluwatimilehin, J.M., 1991. Variation in suspended sediment concentration during storm discharges in three small streams in upper Osun basin, central western Nigeria. *Hydrological Processes* 5, 361– 369.

Joerin, Ch., 2000. Etude des processus hydrologiques par l'application du traçage environnemental. Association à des mesures effectuées à l'échelle locale et analyse d'incertitude. Thèse Doc., 283 p.

Kalman, R., 1967. Le facteur climatique de l'érosion dans le bassin du Sebou (Maroc). *Projet Sebou*, 32 p.

Karambiri, H., Ribolzi, O., Delhoume, J.P., Ducloux, J., Coudrain-Ribstein, A., Casenave, A., 2003. Importance of soil surface characteristics on water erosion in a small grazed Sahelian catchment. *Hydrological processes, Hydrol. Process.* 17, 1495–1507 (2003).

Katyal, J.C. et Vlek P.L.G., 2000. Désertification : concept, causes et amélioration. ZEF-Discussion papers on development policy n° 33 Bonn. 65 p.

Kattan, Z., Gac JY., Probst JL., 1992. Suspended sediment load and mechanical erosion in the Senegal basin – Estimation of the surface runoff concentration and relative contributions of channel land slope erosion. *J. Hydrol* 1987; 92: 59-76.

Kennedy, V.C., Kendall, C., Zellweger, G.W., Wyerman, T.A., Avanzino, R.J., 1986. Determination of the components of stormflow using water chemistry and environmental isotopes, Mattole river basin, California. *J. Hydrol.*, 84, 107-140.

Kirkby, M.J. et Morgan, R.P.C. (ed), 1980. Soil erosion, J. Wiley & Sons, Chichester, 312 p.

Klein, M., 1984. Anti clockwise hysteresis in suspended sediment concentration during individual storms: Holberck catchment; Yorkire, England. *Catena*, 11: 251-257.

Klemes, V., 1988. Hydrology of mountainous areas. IAHS, Publication n° 90, Walligford.

König, D., 2007. Contribution de l'agroforesterie à la conservation de la fertilité des sols et à la lutte contre le réchauffement climatique au Rwanda. Actes des JSIRAUF, Hanoi, 6-9 novembre 2007, p. 6.

Kobayashi, D., Ishii, Y., Kodama, Y., 1999. Stream temperature, specific conductance and runoff process in mountain watersheds. *Hydrological Processes*, 13: 865-876.

Kronvang, B, Laubel A, Grant R., 1997. Suspended sediment and particulate phosphorus transport and delivery pathways in an arable catchment, Gelbaek stream, Denmark. *Hydrol. Process.*, 11: 627–642.

La Costa, G., 1993. Étude du Ruissellement et de l'érosion au niveau de la parcelle. INIDA Projet CVI/91/003. Praia, 26 p.

Lal, R., 1977. Soil management systems and erosion control. In: Greenland, D.J., Lal, R. (Eds.), *Soil Conservation and Management in the Humid Tropics*. Wiley, Chichester, UK, pp. 93–97.

Lahlou, A., 1990. Modèles de prédiction de la sédimentation des retenues de barrages des pays du grand Maghreb. Atelier int. UNESCO-AISH-ENIT sur l'application des modèles mathématiques à l'évaluation des modifications de la qualité des eaux. Tunis, 312-324.

Lamachère, J.M. 1991. Aptitude au ruissellement et à l'infiltration d'un sol sableux fin après sarclage. In *Soil Water Balance in the Sudano-Sahelian Zone*, proceedings of the Niamey Workshop, February 1991. IAHS Publ. no 199 : 1 O- 1 19.

Lamachère, J.M. et Serpantié, G., 1991. Valorisation agricole des eaux de ruissellement et lutte contre l'érosion sur champs cultivés en mil en zone soudano-sahélienne, Burkina Faso, Région de Bidi. In *Utilisation rationnelle de l'eau des petits bassins versants en zone aride*, ed. A. Kergreis et J. Claude. Actes des journées scientifiques du Réseau (génie Para-sécheresse) de l'UREF. EER, Ouagadougou, 165-177.

Laouina, A., 1998. Northem Africa. In "Land degradation in Mediterranean Environments on the World. Nature and extent, causes and solutions" Conacher, A.J. & Sala, M. (eds.). Wiley.

Laouina, A., Chaker M., Naciri R. et Nafaa R., 1993. L'érosion anthropique en pays méditerranéen, le cas du Maroc septentrional, *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, Paris, p.384- 398.

Laraque, A., Pandi, A., Berthelot, M., Mietton, M., 1994. Ecoulement et transport de bassin versant du Djoué, affluent du fleuve Congo-Zaïre. *Hydro. Continent.*, vol.9, n° 2, p. 153-168.

Lawler, D., 1991. Sediment and solute yield from the Jokulsa A Solheimasandi glacierised river basin, southern Iceland. In *Environmental change in Iceland: past and present* (ed. J.K. Maizels and C. Caseldine), pp. 303-332. Kluver.

Le Bissonnais, Y., 1988. *Analyse des mécanismes de dégradation et de modélisation des particules de terre sous l'action des pluies*. Thèse Université d'Orléans. 216 p.

Le Bissonnais, Y., Monter C., Daroussin J. et King D., 1998. Cartographie de l'aléa érosion des sols en France. Ifen, collection études et travaux, **no** 18, 63 p. + cd rom.

Le Bissonnais, Y., 1999. *L'érosion hydrique des sols cultivés. Mécanismes, déterminisme et spatialisation*. Thèse HDR. Université d'Orléans, 62 p. 3. Sélection de publications.

Le Bissonnais, Y., 2000. Analyse expérimentale des mécanismes d'érosion : la dégradation structurale superficielle et le détachement des particules des sols cultivés. EAT – N°22, p 27-36.

Le Bissonnais, Y., Thorette, J., Bardet, C., Doroussin, J., 2002. L'érosion hydrique des sols en France. INRA-IFEN, 160 p.

LeFrançois, J., Grimaldi, C., Gascuel-ODoux, C., Gilliet, N., 2007. Suspended sediment and discharge relationships to identify bank degradation as a main source on small agricultural catchments. Hydrol. Process., 21: 2923-2933.

Lefort, P., 1992. Cours de transport solide dans le lit des cours d'eau. Grenoble : Institut National Polytechnique de Grenoble (INP).

Lenzi, M., Marchi, L., 2000. Suspended sediment load during floods in a small stream of the Dolomites (northeastern Italy). Catena, 39: 267-282.

Leyens, T., Lobin, W., 1996. Primeira Lista Vermelha de Cabo Verde. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 193. Frankfurt a.M. 140 p.

Lesourd M., 1995. État et société aux îles du Cap Vert. Alternatives pour un petit État insulaire. Karthala, pp. 524.

Lopes, N. Y., Kobiyama, M., Dos Santos, I, 2008. Relação entre concentração de sedimentos em suspensão e vazão em microbacias experimentais na região norte do Estado de Santa Catarina, Brasil. XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. 12p.

Lopes, V.L., Meyer, J., 1983. Watershed Management Programm in Santiago Island, Cape Verde, 7 pp.

Louvat, P., & Allègre, J-C., 1997. Present denudation rates of the island of Réunion determined by river geochemistry: Basalt weathering and mass budget between chemical and mechanical erosions. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 61, N° 17, pp. 3645-3669.

Louvat, P., & Allègre, J-C., 1998. Riverine erosion rates on São Miguel volcanic island, Azores archipelago. Chemical Geology 148 (1998), pp. 177-200.

Loye-Pilot, M-D., JUSSELAND, C., 1999. Décomposition chimique et isotopique d'un hydrogramme de crue d'un torrent méditerranéen - Réflexions méthodologiques. Revue des Sciences de l'Eau, 3(1990) 211-231

MAAE (Ministère de l'Agriculture, Alimentation et Environnement), 1997. L'utilisation de techniques biologiques (haies vives, paillage léger) dans la lutte contre l'érosion en zone semi-aride de montagne au Cap Vert. PRODAP/FIDA- Synthèse des travaux de recherche appliquée sur la gestion conservatoire des eaux et des sols (1993-1996). DGASP-INIDA-Coop. Française. 30p.

MAA-GEP, 2004. Recenseamento Geral da Agricultura em Cabo Verde. Dados Gerais. Ed. EME-Marketing & Eventos. 150 p.

M.A/GEP, 1996. Diagnostico do sector agrícola, IV PND.Ministério da Agricultura-Gabinete de Estudo dos Projectos.

Mainguet, M., 1995. L’Homme et la sécheresse. Col. Géographe MASSON, Ed. Paris 335 p.

Mannaerts, C.M., 1984. Etudes hydrologiques et pédologiques. Développement forestier, reboisements (Santiago-Maio). FAO, FO: GCP/CVI/002/BEL. FAO- Rome, mai 1984.

Mannaerts, C., 1986. Contribution à l’évaluation de l’érosion des sols au Cap Vert. FO: GCP/CVI/002/BEL, pp 43.

Mannaerts, C.M., Gabriels, D., 2000. Rainfall erosivity in Cape Verde. Soil & Tillage Research 55 (2000) 207-212.

Marques M., 1981. Ensaio de compartimentação da paisagem nas bacias hidrograficas da Ribeira dos Picos e Ribeira Seca (ilha de Santiago, Cabo Verde).

Marques, M. M., 1984. Ensaio de compartimentação da paisagem na bacia hidrográfica da Ribeira Seca (Ilha de Santiago). Instituto de Investigação Científica Tropical/Instituto Para a Cooperação Económica. Centro de estudos de Pedologia. Lisboa, 50 pp + Annexes.

Martin, P., 1995. Ader Doutchi Macgia (Niger). Notes sur l’historique des stratégies de lutte antiérosive. Bull. Réseau Erosion 15, 266–282.

Martinec, J., 1975. Subsurface flow from snow-melt traced by tritium. *Wat. Res. Res.* : 11 : 496-497.

Masson, J.H., 1971. L’érosion des sols par l’eau en climat méditerranéen, méthodes expérimentales pour l’étude des quantités érodées B l’échelle du champ. Thèse Doct. Ing. Univ. Languedoc, 213 p.

Maulé, C.P. and Stein, J., 1990. Hydrologic flow path definition and partitioning of spring water. *Water Resour. Res.*, 26 (12), 2959-2970.

M.C.E., 1997. As Grandes Opções do Plano (1997-2000). Ministério da Coordenação Económica - Cabo Verde.

MDR/CILLS/Club du Sahel / UNSO, 1985. Plan directeur de lutte contre la désertification.

Megnounif, A., Seddini, A., Terfous, A., 2000. Mécanismes de transfert des sediments en suspension dans le bassin versant de la Haute-Tafna. *Journal de l’Eau et de l’Environnement* nº 25, 8pp.

Megnounif, A., Terfous, A., Bouanani, A., 2003. Production and transport of suspended sediment transport in the Upper-Tafna river basin (North West Algeria). *Rev. Sci. Eau* 16 (3), 369–380.

Mello, R.O., Cantalice, J.R.B., Araújo, A.M., Filho, M.C., 2009. Produção de sedimento suspenso de uma típica bacia hidrográfica semi-árida, pp. 15.

Merot, Ph, Bourguet, M., Le Leuch, M., 1981. Analyse d'une crue à l'aide du traçage naturel par roxygène 18 mesuré dans des pluies, le sol, le ruisseau. *Catena*, 8 : 69-81.

Meybeck, M., 1986. Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. *Am. J. Sci.*

Meyer, L. D. & Monke, J. E., 1965. Mechanics of soil erosion by rainfall and overland flow. *Trans. Am. Soc. Agric. Engrs.* 8, 572-5.

Millet, A., Bariac, T., Grimaldi, C., Boulègue, J., 1999. Signature isotopique et chimique des précipitations (pluies et pluviollessivats) en Guyane française. *Revue des Sciences de l'Eau*, *Rev. Sci. Eau* 12/4 (1999), 729-751.

Miller, E.K. et Driver J.I., 1997a. Water chemistry and related controls on surface water chemistry in the Absaroka Mountains. *Myoming. Geochim. Cosmochim. Acta.* 41, 1693-1702.

Miller, E.K. et Driver J.I., 1997b. Water chemistry of a stream following a storm in the Absaroka Mountains. *Myoming. Geol Soc. Am. Bull.* 88, 286-290.

Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.* 91, 1–21.

Milliman, J.D., & Syvitski, J.P.M., 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers. *J.Geol.* 100, 525-544.

MDR/CILLS/Club du Sahel / UNSO, 1985. Plan directeur de lutte contre la désertification.

CILSS/FAO, 1997. Rapport de mission conjointe sur l'évaluation préliminaire des récoltes de la campagne agricole au Cap Vert.

Morris, G.L., Fan J., 1998. Reservoir Sedimentation. Handbook. *Mc Graw-Hill, New York*

Mosbahi, M., Benabdallah S., Boussema M.R., 1998. Influence des données d'entrée du modèle SWAT sur la quantification des pertes en sol dans un bassin versant semi aride en Tunisie, pp. 8.

MPAR/FAO, 1994. Plan d'Action Forestier du Cap Vert. Direcção Geral da Agricultura Sivicultura e Pecuaria.

Musy, A., higy, Ch., 2004. Hydrologie. Une science de la nature. Collection gérer l'environnement -21. Presses polytechniques et universitaires romandes. 313 p.

NDam Ngoupayou, J.R., Kpoumie, A., Boeglin, J. L., Lienou, G., A.K. Nfocgo, A. K., Ekodeck, G.E., 2007. Transports solides et érosion mécanique dans un écosystème tropical d'Afrique : exemple du bassin versant de la Sanaga au Sud – Cameroun, 6 pp.

Nyssen, J., Poessen, J., Moeyersons, J., Haile, M. & Deckers, J., 2007. Dynamics of soil erosion rates and controlling factors in the Northern Ethiopian Highlands –towards a sediment budget. Earth surface processes and landforms. InterScience, 2007, pp 17.

Olivry, J.C., Gourcy L., et Touré M., 1995. Premiers résultats sur la mesure des flux de matières dissoutes et particulaires dans les apports du Niger au Sahel. In Grands bassins fluviaux péri atlantiques : Congo, Niger, Amazone. Édité par J.C. Olivry et J. Boulègue. Actes du colloque PEGI, INSU-CNRS-ORSTOM, Paris 22-24 novembre 1993. Coll. Colloques et séminaires. pp281-292.

Olivry, J. C., Bricquet, J. P., Mahe, G., Bamba, F., Diarra, M, Mathieux, A., Des Tureaux, T., Orange, D., Picouet, C., 1997. Erosion et transport particulaire par le Niger: du bassin supérieur à l'exutoire du delta intérieur (bilan de cinq années d'observation). FRIEND'97 — Regional Hydrology: Concepts and Models for Sustainable Water Resource Management. (Proceedings of the Postojna, Slovenia, Conference, September-October 1997). IAHS Publ. no. 246, 1997. J-3-5

Orange, D., Olivry, J-C., Censier, C., 1993 - Variations et bilans des flux de matières particulaires. LECOM, ORSTOM, p. 11

Orange, D., 1997 – Transports de matières dans un bassin fluvial tropical humide en zone de forêt : l'Uélé au Zaïre. LECOM, ORSTOM, p. 17.

PAN, 1997. Programme d'Action Nationale de Lutte contre la Désertification au Cap Vert. Document Principal. 87 p.

Pédro, G., 1966. Intérêt géochimique et signification minéralogique du paramètre moléculaire $K_i = \text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ dans l'étude des latérites et des bauxites. Bull. Gr. Fr. Argiles. 18, 19-31. Paris.

Pédro, G., 1968. Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique. Revue Géogr. Phys., 10 (5) 457-470.

Penven, M.-J., Muxart, T., Cosandey, C., et Andreu, A., 2001. Contribution du drainage agricole enterré à l'érosion des sols en région tempérée (BRIE), pp. 128-144.

Philip, J.R., 1957. The theory of infiltration: The infiltration equation and its solution. Soil Sci., 84: 345-357.

Pihan, J., 1978. Annuaire des valeurs mensuelles de l'indice d'érosivité R de Wischmeier relatives aux stations officielles de la Météorologie Nationale française. INRA, Rennes et UER Géographie Université de Haute-Bretagne, 112 p.

Pina, A.F.L., Gomes, A.M., Mello, T. C., Silva, M.M., 2005. A problemática da intrusão salina na ilha de Santiago. *Revista Científica de Estudos Cabo-Verdiana*. Univ. De Cabo Verde. N° 0.I 57-71.

Pinet, P., Souriau, M., 1988. Continental erosion and large-scale relief. *Tectonics* 7, 563–582.

Poesen, J., Hooke, J., 1997. Erosion, flooding, channel management in Mediterranean environments of southern Europe. *Progress in Physical Geography* 21, 157–199.

Probst, J.L., Amiotte-Suchet, Ph., 1992. Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in Magrheb (North Africa). *Hydrological Sciences*, 37, 6, 12/1992. 661-637pp.

Probst, J.L., 1992. Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale. Mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années. *Sciences Géologiques. Mémoire N° 94*. ISSN 0302 – 2684, pp.60.

PNUD, 1998. Relatório Nacional do Desenvolvimento Humano. Republica de Cabo Verde - Praia, 1998.

Pruski, F. F., Brandão, V. S., Silva, D. D., 2004. Escoamento Superficial. UFV Viçosa –MG, 87 p.

Poesen, J., Nachtergale, J., Vertstraeten, G., Valentin, C., 2003. Gully erosion and environmental change. Importance and research needs. *Catena* 50, 91–134.

Probst, J.L., Bazerbachi, A., 1986 - Transport en solution et suspension par la Garonne supérieure. *Sci Géol Strasbourg* 1986; 79-98.

Probst, J.L. & Amiotte-Suchet, Ph., 1992. Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in Magrheb (North Africa). *Hydrological Sciences*, 37, 6, 12/1992. 661-637 pp.

Querido, A., Smolikowski, B., Barry O., Amoroso R., 1997. Étude à l'échelle de la Parcelle des Impacts des Techniques de Paillage et d'Aménagement de Haies Vives sur le Ruissellement et l'Érosion au Cap Vert, pp 50.

Restrepo, J.D., & Kjerfve, B., 2000. Water Discharge and Sediment Load from the Western Slopes of the Colombian Andes with Focus on Rio San Juan. *The Journal of Geology*, 2000, volume 108, p. 17–33.

Olivier Ribolzi, O., Roger, M., Gaudu, J-C., V, Valles, V., Voltz, M., 1997. Etude des crues de transition entre période sèche et période humide, par traçage naturel sur un bassin versant méditerranéen cultivé. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 324, sbrrie II a, D. 985 ti 992,

Rodda, J.C., 1994. Mountains. A Hydrological Paradox or Paradise. *Beiträge zur Hydrologie der Schweiz*, B.e. Birmensdorf, ed., pp, 41-51.

Rodier J.A., Colombani J., Claude J. et Kallel R., 1981. Le bassin de la Mejerdah. Chap. 2-5 : La qualité des eaux. Coll. Monographies hydrologiques ORSTOM n° 6 ;, 383-434.

Rodriguez - Blanco, M.L., Taboada-Castro, M.M., Taboada-Castro, M.T., Oropeza Mota, J.L. 2008. Suspended sediments-discharge hysteresis during rainfall events in a small headwater catchment in the NW Spain, pp. 205-217.

Roose, E., 1967. Dix années de mesure du ruissellement et de l'érosion à Séfa au Sénégal. *Agron. Trop.* , 22,2 : 123-152.

Roose, E., 1973. Dix-sept ans de mesures expérimentales de l'érosion et du ruissellement sur un sol ferralitique sableux de Basse Côte d'Ivoire. ORSTOM, Abidjan, 12p. Thèse Doc. Ing. Fac. Sci. Abidjan, n° 20.

Roose, E., 1977. Erosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest : 20 années de mesures sur de petites parcelles. ORSTOM Paris, Travaux et Doc. N°78, 105 p.

Roose, E., 1980. Dynamique actuelle de sols ferralitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique Occidentale. Étude expérimentale des transferts hydrologiques et biologiques de matières naturelles ou cultivées. Thèse Doct. ès Sciences, Université d'Orléans, 587 p. in : Travaux et Documents de l'ORSTOM, Paris, n° 130, 569p.

Roose, E., 1984. Causes et facteurs de l'érosion hydrique sous climat tropical, conséquences pour les méthodes antiérosives. *Machinisme Agric.Trop.*87 : 4-18.

Roose, E., 1985. Dégradation de terres et développement en Afrique de l'Ouest. *Bull. Rech.Agron.Gembloux*, 20 3/4, 505-537.

Roose, E., 1994. Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES). Bulletin Pédologique de la FAO, 420 pp.

Roose, E., 1996. Land husbandry: component and strategy. *FAO Soils Bull.* 70, 380.

Roose, E., et Smolikowski, B., 1997. Comparaison de trois techniques de mesure de l'infiltration sur fortes pentes : monocylindre et 2 simulateurs de pluies. Application à un versant de la vallée de Godim au Cap Vert. *Reseau Erosion Bull.*. Montpellier : ORSTOM, 17: 282-296.

Roose, E., De Noni G., Lamachère J-M., 1998. L'érosion à l'ORSTOM : 40 ans de recherches multidisciplinaires. Rés. Ero. Orstom, Montpellier, France. 66 p.

Roose, E., De Noni, G., Lamachère, J-M., 1999. 40 années de recherches multidisciplinaires. Réseau Erosion du Centre ORSTOM, BP 5045, F 34032 Montpellier, France. 13 pp.

Roose, E., Bourouga, L., Chehebbani, R., 2001. Le ravinement en Algérie : typologie. Facteurs de contrôle, quantification et réhabilitation. *Sécheresse*, 11,4 :3 17-326.

Roose, E., De Noni, G., 2004. Recherches sur l'érosion hydrique en Afrique : revue et perspectives. Sécheresse 2004 ; 15 (1) : 121, p. 9.

Rui-Figueroa, J.F., 1983. Les micro-organisations pelliculaires superficielles formées sous pluie simulée sur des sols ferrallitiques de savane (Centre Nord de la Côte d'Ivoire). Comportement hydrodynamique et mécanique de ces pellicules de battance en relation avec la texture, la couverture du sol et la levée du riz pluvial. Thèse Paris. 167p.

Rapp A., 1974. A Review of Desertification in Africa. Water, Vegetation and Man. Secretariat of International Ecology, Stockholm, Sweden.

Sabino, A. A., 1985. Water and soil conservation project in the watersheds. SCS/MDRP. Praia, Republic of Cape Verde.

Sabino A.A., 1995. Relatório de avaliação inicial do impacto das realizações de conservação de solos e água em 1993 do projecto WDP. CABOGEST – Sarl, pp. 44.

Sabino, A. A., Querido, A., Sousa, M. I. 2000. Flood management in Cape Verde. The case study of Praia, Urban Water, 161-166 p.

Sabino, A.A., 2005. Os sistemas de conservação em Cabo Verde. Caso de estudo da bacia hidrográfica da Ribeira Brava. Revista de Estudos Cabo Verdianos-Uni de Cabo Verde. Pul. Trimestrial – Nº 0, 2005, 45-55 pp.

Sabino, A.A., 2007. Os sistemas de conservação em Cabo Verde. Caso de estudo da bacia hidrográfica da Ribeira Brava – São Nicolau. U. Revista Científica da Univ. de Cabo Verde. Nº 0, pp.11.

Scetagri, 1981. Ocupação dos solos. Esquisse de schéma directeur de développement rural des îles du Cap Vert. Feuilles Est et Ouest.

Scott, A. L., Pease, P.P., Gares, P.A., Wang, J., 2006. Seasonal controls on sediment delivery in a small coastal plain watershed, North Carolina, USA. Geomorphology 73 (2006) 246– 260

Seeger, M., Errea, M. P., Begueria, S., Arnaez, j., Marti, c., Garcia-Ruiz, J. M., 2004. Catchment soil moisture and rainfall characteristics as determinant factor for discharge/suspended sediment hysteretic loops in a small headwater catchment in the Spanish Pyrennes. Journal of hydrology 288, pp. 299-311.

SEPA, 1997. Programme d'Action Nationale de Lutte contre la Désertification (PAN) - Cap Vert. Document Principal. 87 p.

SEPA, 1998. Programa de Acção Nacional de Luta Contra a Desertificação e de Mitigação dos Efeitos da SCE (PAN). Ministério de Agricultura, Alimentação e Ambiente. Praia. Cabo Verde.

SEPA, 1999. Communication Nationale sur les changements climatiques. Ministère de l'Agriculture, Alimentation et Environnement. Projet CVI/97/G 33/GEF – PNUD. p 84.

SEPA, 2000. Livro Branco sobre o Estado do Ambiente em Cabo Verde. Ministério da Agricultura, Alimentação e Ambiente. Secretário Executivo para o Ambiente, Praia. República de Cabo Verde.

SEPA, 2000. Estratégia Nacional e Plano de Acção sobre as Mudanças Climáticas. Projecto CVI/97/G33/GEF-PNUD. Ministério de Agricultura Alimentação e Ambiente - Secretariado executivo Para o Ambiente. Praia. Cabo Verde.

Serralheiro A., 1976. A geologia da ilha de Santiago (Cabo Verde). Tese de doutoramento. FCL, Lisboa, 218 p.

Serrat, P., Ludwig, W., Navarro, B., Blazi, J-L., 2001. Variabilité spatio-temporelle des flux de matières en suspension d'un fleuve côtier méditerranéen : La Têt (France). *Géosciences de surface*, 333 (2001) 389-397.

Sklash, M.G., Farvolden, R.N., 1979. The rôle of groundwater in storm runoff. *J. Hydrol.*, 43 : 45-65.

Slattery, M.C., Gares, P.A., Philips, J.D., 2002. Slope-channel linkage and sediment delivery on North Carolina Coastal Plain cropland. *Earth Surf. Process. Landforms*, 27: 1377-1387.

Smolikowski, B., 1997. Gestion de l'eau en milieu cultivé sahélien de montagne (Cap-Vert). Conséquences sur le ruissellement, l'érosion et la phytomasse. Ph.D. Memoire. Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

Smolikowski, B., Roose E., Lopez J-M, Querbes M., Querido A., Barry O., 1998. Utilisation du paillage léger et de la haie vive dans la lutte contre l'érosion en zone semi-aride de montagne au Cap Vert. *Sécheresse* n° 1, vol. 9, pp. 13-21.

Smolikowski, B., Puig H., Roose E., 2000. Influence of soil protection techniques on runoff, erosion and plant production on semi-arid hillsides of Cabo Verde. *ELSEVIER, Agriculture, Ecosystems and Environment* 87 (2001) 67–80.

Smolowsky, B., Roose, E. 2001, Comparaison de trois tests d'infiltration sur fortes pentes au Cap Vert. *Bulletin Réseau Erosion* 17 : 282-296.

Steegen, A., Govers, G., Nachtergaele, J., Takken, I., Beuselinck L., Poesen, J., 2000. Sediment export by water from an agricultural catchment in the Loam Belt of central Belgium. *Geomorphology*, 33: 25-36.

Strakhov, N.M.N., 1967. Principles of lithogenesis. Vol.1. Oliver & Boyd, Edinburgh, UK. , 1967.

Sousa, G. S., 1938. Tratado descriptivo do Brazil em 1587. (Comentários de Varnhagen, F.). – 3ª Edição. São Paulo. Companhia Editora Nacional. “Brasiliiana”, 5ª série da Biblioteca pedagógica Brasileira, vol. 117. 493 pp.

Summerfield, M.A., Hulton, N.J., 1994. Natural control of fluvial denudation rates in major world drainage basins. J. Geoph. Res. 99, 13871–13883.

Tamrazyan, G.P., 1989. Global peculiarities and tendencies in river discharge and wash-down of the suspended sediments – The earth as a whole. J. Hydrol. 107 (1–4), 113–131.

Tavares, J. de P., Amiotte-Suchet, P., 2007. Rainfall Erosion Risk Mapping in Volcanic Soils of Santiago Island – Cape Verde. Ed. Africa Geosciences Review. Vol. 14, Nº 4, 2007, pp. 399 - 414.

Tavares, J. & Reis, A., 2008. First Workshop for stakeholders in Ribeira Seca watershed. WS1-INIDA-DESIRE (Global Approach for Local Solutions), WB2, pp. 28.

Tavares, J. & Baptista, I., 2009. Second Workshop for stakeholders in Ribeira Seca watershed. Selection of Technologies. WS2 - INIDA-DESIRE (Global Approach for Local Solutions), WB2, pp. 30.

Tavares, J., Amiotte-Suchet, Ph., 2010. Erosão hídrica e degradação das terras em Cabo Verde. Degradação Ambiental das Zonas Semi Áridas Ed. PRODEMA-UFC. pp. 29-44 (In Press).

Tardy, Y., 1968. Une méthode de détermination des types d’altération actuels par l’étude des eaux en pays granitiques et gneissiques. C.R. Acad. Sc. 267 (Série D), 579-582. Paris.

Tardy, Y., 1969. Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d’Europe et d’Afrique. Serv. Carte Géol. Alsace – Lorraine. Mémoire n°31, Strasbourg.

Tardy, Y., 1971. Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from European and African crystalline rocks. Chem. Géol., 7, 253-271.

Terfous, A., Megnounif, A., Bouanani, A., 2001. Etude du transport solide en suspension dans l’oued Mouilah (Nord Ouest de l’Algérie). Revu des Science de l’eau, Rev.Sc.Eau 14/2 (2001) 173-185.

Teixeira, A. J. S., Barbosa, L. A. G., 1958. A agricultura do Arquipélago de Cabo Verde. (Cartas agrícolas, Problemas agrários). Lisboa. Junta de Investigações do Ultramar. Memórias, Segunda Série. 178 p.

Thebe, B., 1987. Hydrodynamique de quelques sols du Nord-Cameroun. Bassins versants de Mouda. Contribution à l’étude des transferts d’échelles. Ph.D. Memoire. Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, France.

Touaïbia, B., Gomer, D., Aidaoui, A., 1999. Approche quantitative de l'érosion hydrique à différentes échelles spatiales : bassin versant de l'Oued Mina. *Hydrological Sciences- Journal des Sciences Hydrologiques*, 44(6), p 973-986.

Travi, Y., Lavabre, J., Blavoux, B., Martin, C., 1994. Traçage chimique et isotopique (Cl^- , ^{18}O) d'une crue d'automne sur un petit bassin versant méditerranéen incendié. *Hydrological Sciences- Journal des Sciences Hydrologiques*, «39, 6, December 1994, pp 605-619.

Valentin, C., 1981. Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de région sub désertique Agadez. Rep. du Niger). Dynamique de formation et conséquences sur l'économie en eau. Thèse Paris, 213 p. + annexes.

Vansickel, J. ; Beschta, R. L., 1983 - Supply based models of suspended sediment transport in streams. *Water resources* 19/3, 768-778.

Van Vliet, L. J.P., Padbury, G.A., Rees, H.W., Matin, M.A., XX. Érosion hydrique -L'agriculture écologiquement durable au Canada : Série sur les indicateurs agroenvironnementaux — Rapport N° 2. Échelle nationale, 1981 à 2001.

Velbel M.A., 1985. Geochemical mass balance and weathering rates in forest watersheds in Southern Blue Ridge. *Am.J. Sci.* 285. 904 - 930.

Velbel M.A., 1986. The mathematical basis for determining rates of geochemical and geomorphic processes in small forested watershed by mass balance. Examples and implications. In: Coleman, S.M., Delthier, D.P.(Eds). Rates of chemical weathering of rocks and minerals. Academic Press, New York, pp. 439-451.

Velbel M.A., 1989. Effect of chemical affinity on feldspar hydrolysis rates in two natural weathering systems. *Chem. Geol.* 78, 245-253.

Vivian, H., 1980. Erosion et transports solides dans le bassin du Drac au Sautet. Grenoble : CNRS/Equipe de recherche 30 C/O biologie végétale,.

Vongvixay, A., Grimaldi, C., Gascuel-Odoux, C., Laguionie, P., Fauchaux, M., Gilliet, N., & Mayet, M., 2010. Analysis of suspended sediment concentration and discharge relations to identify particle origins in small agricultural watersheds. *Sediment Dynamics for a Changing Future* (Proceedings of the ICCE symposium held at Warsaw University of Life Sciences - SGGW, Poland, 14–18 June 2010). . IAHS Publ. 337, 2010, pp8.

Walling, D. E., 1974. Suspended sediment and solute yield in small catchment prior to urbanisation in: Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers (ed. by G.P., Williams, 1989). *J. Hydrol.*, 111: 89-106.

Walling, D. E., Webb, B. W., 1981: The reliability of suspended load data. In: Erosion and Sediment transport measurement. IAHS Publ., 133, 177-194.

Walling, D. E., Webb, B. W., 1982: Sediment availability and the prediction of stormperiod

sediment yields. In: Recent developments in the explanations and prediction of erosion and sediment yield (Proceedings of the Exeter symposium, July 1982), IAHS Publ., 137, 327-337.

Walling D.E. & Webb B.W., 1987. Material transport by the world's rivers: evolving perspectives. In: Water for the future: Hydrology in Perspective (Proc. Rome Symp., Apryl 1997). IAHS Publ. nº.164, 1987, 313-329.

Walling D.E., Collins AL, Sickingabula HM, Leeks G., 2001. Integrated assessment of catchment suspended sediment budgets: a Zambian example. *Land Degradation and Development* 12: 2001, 387– 415.

Wasson, R.J., Caitcheon, G., Murray, A.S., McCulloch, M., Quade, J., 2002. Sourcing sediment using multiple tracers in the catchment of Lake Argyle, northwestern Australia. *Env. Manag.* 29, 634–646.

Weingartner R., Barden M. et Spreafico M., 2003. Floods in mountains areas – an overview based examples from Switzerland. *Journal of Hydrology*, 282, 10-24.

Wells, R.R., Alonso, C.V., Bennett, S.J., 2009. Morphodynamics of headcut development and soil erosion in upland concentrated flows. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 73, 521–530.

Williams, G.P., 1989. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *J. Hydrol.*, 111: 89-106.

Wischmeier, H., Smith, D.D., Uhlandr, E., 1958. Evaluation of factors in the soil-loss equation.

Wischmeier, H., Smith, D.D., 1960. A universal soil-loss estimating equation to guide conservation form plan.

Wischmeier, W. H., Johnson, C.B. & Cross, B.V., 1971. A soil erodibility monograph for farm lands and construction sites. *J ornal of soil and water*. Vol. 265.

Wood, P.A., 1977. Controls of variations in suspended sediment concentration in river Rother, West Sussex, England. *Sediementology* 24: 437-445.

Yair, A. Sharon, D. & Lavee, H., 1980. Trends run off and erosion processes over arid limestone hillside, Northern Negev, Israel. *Hydrol. Sci. Bull.* 25: 1980, 243-255.

Zabaleta, A., Martinez, M., Uriarte, J. A., Antigüedad, I., 2007. Factors controlling suspended sediment yield during runoff events in small haedwater catchment of theBasque Country. *Catena*.